

UNIVERSITÀ DI BOLOGNA
Dipartimento di Scienze della Terra
e Geologico-Ambientali



DOTTORATO IN SCIENZE DELLA TERRA

XXI° CICLO

Coordinatore: Prof. William Cavazza

SETTORE DISCIPLINARE GEO/03

**RAPPORTI TRA TETTONICA E CLIMA DURANTE L'ESUMAZIONE NELLE
ALPI CENTRALI. EVIDENZE DALLA TERMOCRONOLOGIA E
DALL'ANALISI STRUTTURALE LUNGO IL TRAFORO FERROVIARIO DEL
SEMPIONE**

TESI DI DOTTORATO

Relatore

Prof. M. ZATTIN

Dottorando

Dott. ANTONIO PIGNALOSA

Co-relatori

Dott. M. MASSIRONI

Prof. W. CAVAZZA

Anno Accademico 2007 –2008

dedicata a chi resiste . . .

Ringraziamenti

Il volume che state sfogliando è il risultato di tre anni, tutt'altro che facili, scanditi da momenti di forti incertezze e scetticismo alternati però a momenti di successo e soddisfazione. Quest'alternanza di fasi ascendenti e discendenti è scaturita dall'impatto con un ambiente di lavoro ed un settore scientifico completamente nuovo, se non estraneo, sia rispetto alle mie competenze acquisite durante gli anni di studio, sia rispetto alle aspirazioni e alle passioni maturate dal contatto con la natura e la geologia. Il confronto tra il geologo di campo qual'ero ed un ambito scientifico fortemente relazionato all'attività di laboratorio e all'elaborazione matematica con i dati, è stato spesso conflittuale ma, comunque, sempre costruttivo. Da tale confronto nasce l'approccio originale e a tratti innovativo allo studio dell'evoluzione geologica riportato in questo lavoro. I risultati positivi e spesso innovativi di tale studio sono il frutto di sforzi alleggeriti dal supporto di diversi "addetti ai lavori" che mi hanno saputo indirizzare nel verso giusto. In primis ringrazio il Prof. Massimiliano Zattin per l'assistenza e il supporto scientifico. Ringrazio il Prof. William Cavazza per avermi stimolato a dare sempre il meglio soprattutto nel confronto in ambiti internazionali. Ringrazio il Prof. Gian Gaspare Zuffa per la disponibilità dimostrata nei miei confronti. Ringrazio in particolar modo il Dott. Matteo Massironi per la sua piacevolissima compagnia durante le campagne geologiche e per l'entusiasmo con cui ha condotto questa collaborazione che ha fatto risvegliare in me un rinnovato interesse nella geologia regionale delle Alpi e nella ricerca che stavo conducendo. Ringrazio il Dr. Gilles Borel per aver permesso l'accesso alla collezione di campioni del traforo del Sempione raccolti 100 anni fa. Last but not the least ringrazio Peter Reiners e Stefan Nicolescu per avermi aiutato a tirar fuori dei valori di età sorprendenti da quegli stessi campioni.

Il risultato di qualsiasi lavoro e attività, specie se d'intelletto, risente anche delle dinamiche personali e degli stati d'animo della persona che ci si dedica. Questi a loro volta sono condizionati dalle persone che ci circondano che, quindi, indirettamente esercitano un'influenza su ciò che viene prodotto. Questo studio, in particolare, ha beneficiato dell'influenza positiva di Rosanna, che con la sua dolcezza e pazienza ha saputo attutire le mie cadute e slanciare le mie risalite ma soprattutto perché è riuscita a sopportarmi con il mio difficile carattere, spesso amplificato per reazione al sacrificio. Ringrazio i miei genitori Mariangela e Peppe perché hanno sempre saputo fornirmi un punto di vista dall'esterno con visione razionale distaccata che mi ha aiutato sempre a fare la scelta giusta. Li ringrazio anche perché, se non ci fossero i genitori, il dottorato, per chiunque in

Italia, specie se fuori sede e in una città costosa come Bologna, sarebbe economicamente insostenibile. Ringrazio il mitico Pelo, per tutto. Per tutto cosa? per tutto! Perché mi ha sempre dato una risposta esaustiva a tutto, perché l'entusiasmo e la voglia di vivere la sprizza da tutti pori e contagia chiunque in giro, perché mi ha coinvolto in piacevoli passatempo che hanno alleggerito la nostalgia e hanno reso piacevole il soggiorno fuori sede. A questo ha contribuito anche la compagnia di amici quali Antonio, Mimmo, Monica e Gab, lì su nella Pianura Padana, e Francesco, Ermanno e Rosy, qui giù in Campania. Ringrazio le colleghe Azzurra e Ilaria perché insieme abbiamo saputo supportarci psicologicamente e scientificamente, a vicenda. So che va di moda ormai da 30 anni ringraziare artisti quali Pink Floyd etc., perché hanno fornito la colonna sonora a questi periodi della vita di molti miei coetanei, ed in effetti anche a me sono serviti, ma il migliore è stato Pino Daniele! "Chi tene 'o mare" comprenderà.

SOMMARIO

Riassunto.....	1
Abstract.....	3
Introduzione.....	5
1. Inquadramento geologico	11
1.1. Inquadramento geologico dell'area	11
1.2. Descrizione litologica delle pila di falde	15
1.3. Evoluzione tettono metamorfica dell'area del Monte Leone.....	17
1.4. Descrizione della sezione lungo il traforo del Sempione	20
2. Articolo: Thermochronological evidence for a late Pliocene climate-induced erosion rate increase in the Alps.....	25
2.1. Abstract	25
2.2. Introduction.....	25
2.3. Geological setting.....	27
2.4. Thermal setting	29
2.5. Analytical techniques	30
2.6. thermochronologic results	31
2.6.1. Apatite fission-track data	31
2.6.2. (U-Th)/He data.....	31
2.7. Cooling rates Estimates	33
2.7.1. Methods	33
2.7.2. Results	34
2.8. Discussion.....	35
2.9. Conclusions.....	38
2.10. Acknowledgements.....	39
References	40

3. Analisi strutturale	47
3.1. Introduzione	47
3.2. Analisi delle strutture fragili	47
3.2.1. Telerilevamento	47
3.2.2. Rilevamento in campagna	49
3.2.3. Analisi cinematica delle famiglie faglie	50
3.2.4. Analisi dei Paleo-stress	56
3.3. Descrizione delle Strutture	61
3.3.1. Area del Monte Teggiolo	62
3.3.2. Area dell'alpe Ciamporino	65
3.3.3. Area di Nembro	69
3.3.4. Area Dell'Alpe Veglia	72
3.3.5. Area del Lago D'avino	73
3.3.6. Area del versante nord del Wasenhorn	74
3.3.7. Area del Monte Leone-Wasenhorn	77
3.3.8. Area del Sempione	79
3.4. Discussione: Evoluzione tettonica nel settore occidentale del duomo metamorfico Lepontino	83
3.4.1. evidenze dall'analisi strutturale	83
3.4.2. evidenze dalla termocronologia	87
3.5. Conclusioni	91
4. Discussione e conclusioni	95
APPENDICE 1: Metodi di Datazione	105
A1.1. Introduzione	105
A1.2. Metodo delle Tracce di Fissione	107
A1.2.1. Teoria del metodo di datazione	107
A1.2.2. Annealing delle tracce di fissione	123

A1.2.3. Statistica nelle datazioni con tracce di fissione.....	131
A1.3. Metodo (U-Th)/He.....	137
A1.3.1. Introduzione al metodo.....	137
A1.3.2. L'Accumulo di He.....	137
A1.3.3. Attuabilità del metodo	138
A1.3.4. Metodologie di misurazione delle concentrazioni.....	139
A1.3.5. (U-Th)/He in apatite	139
A1.3.6. Principali metodi interpretativi e problemi analitici	140
A1.3.7. Diffusione del ^4He	142
A1.3.8. Temperatura di chiusura	146
APPENDICE 2: Preparazione dei Campioni E Procedure Analitiche	153
A2.1. Preparazione dei campioni di Apatite	153
A2.2. Preparazione per il metodo AFT.....	153
A2.2.1. Montaggio in resina Epossidica	153
A2.2.2. Lucidatura	154
A2.2.3. Attacco chimico delle apatiti.....	154
A2.2.4. Preparazione all'Irraggiamento.....	154
A2.2.5. Irraggiamento	155
A2.2.6. Procedimento post-irraggiamento.....	156
A2.2.7. Attacco chimico delle Miche	157
A2.2.8. Montaggio delle sezioni	157
A2.2.9. Analisi al Microscopio.....	157
A2.2.10. Calcolo del fattore ζ	158
A2.3. Preparazione per il metodo AHe.....	159
A2.3.1. Selezione apatiti	159
A2.3.2. Misurazione apatiti.....	160

A2.3.3. Preparazione per Estrazione e misurazione di He	160
A2.3.4. Misurazione i U e Th con ICP-MS	161
A2.3.5. Incertezze Analitiche	161
APPENDICE 3: Dati Termocronologici e localizzazione dei campioni	165
A3.1. Posizione campioni del Sempione.....	165
A3.2. Età AHe di campioni del Sempione.....	167
A3.3. Età AFT di campioni del Sempione	169
Riferimenti Bibliografici	171
ALLEGATO 1 ARTICOLO : A PRECURSOR OF THE NORTH ANATOLIAN FAULT IN THE MARMARA SEA REGION	185
ALLEGATO 2 RESTITUZIONE CARTOGRAFICA: Schema tettonico e sezioni	186

RIASSUNTO

L'utilizzo di termocronometri di bassa temperatura, come tracce di fissione e (U-Th)/He su apatite, in tunnel lunghi e profondi offre l'opportunità di investigare gli effetti della tettonica e del clima sull'evoluzione topografica, specialmente se questi attraversano porzioni di catene montuose contraddistinte da forti rilievi. In questo studio è stata condotta un'analisi termocronologica su un ricco insieme di campioni, provenienti dal traforo ferroviario del Sempione (al confine tra Italia e Svizzera) e dalla sua traccia in superficie. Essa è stata completata dall'analisi cinematica e strutturale delle principali zone di faglia che intersecano il tunnel. Ciò ha permesso di definire dei vincoli quantitativi per i fenomeni che controllano l'evoluzione strutturale e topografica, durante le ultime fasi dell'esumazione del Massiccio del Sempione.

L'area di studio è situata nel settore occidentale del duomo metamorfico Lepontino. Qui affiora una complessa pila di falde, ascrivibile al dominio Pennico e Ultraelventico, che ha subito una fase di rapida esumazione, dal tardo Oligocene-Miocene. Questa è stata favorita da meccanismi di denudazione tettonica operati da un *detachment* estensionale immergente a basso angolo verso SO (zona di faglia del Sempione), situato solo 8 km a Ovest della sezione analizzata. Lungo il transetto sono state individuate anche diverse faglie fragili ascrivibili a due fasi di deformazione, entrambe con cinematica normale di dip-slip.

I tassi di raffreddamento, derivati dall'insieme di dati termocronologici, variano in funzione del tempo passando da circa 10° C/Ma a circa 35° C/Ma negli ultimi 5 Ma. Tale aumento coincide con i più importanti cambiamenti climatici registrati nell'emisfero settentrionale negli ultimi 10 Ma: il passaggio a condizioni più umide alla fine della crisi di salinità Messiniana e l'inizio dei cicli di glaciazione nell'emisfero boreale. Inoltre, la distribuzione di età non mostra correlazioni con la topografia, suggerendo che l'attuale forma dei rilievi sia conseguenza di dinamiche erosive recenti. In particolare, le età (U-Th)/He nel tunnel mostrano una sostanziale uniformità a circa 2 Ma e i tassi di raffreddamento calcolati a 1 Ma aumentano sensibilmente verso le valli. Ciò indica che la concentrazione di processi erosivi nelle valli è un fenomeno recente che ha prodotto la modellazione della topografia attuale.

L'analisi strutturale documenta la presenza di due fasi di deformazione fragile. La prima è direttamente correlabile con l'attività tardiva lungo la faglia del Sempione ed è caratterizzata da estensione verso SO. La successiva è caratterizzata da estensione verso NO.

Le strutture associate alla prima fase generano importanti variazioni negli insiemi di età più antiche, fino a 3 Ma, suggerendo che la tettonica abbia controllato l'esumazione fino a quell'età.

Le strutture associate alla seconda fase, generano variazioni anche su parte dell'insieme di età più giovani, attraverso l'attività di faglie poste all'estremità del massiccio, suggerendo che sia stata attiva in parte anche dopo 2 Ma. Tuttavia, la maggior parte delle età (U-Th)/He relative al tunnel, si concentra intorno ai 2 Ma, dimostrando come l'area del Sempione abbia registrato un'esumazione sostanzialmente a corpo rigido, dovuta soprattutto all'erosione, in quell'intervallo temporale.

In conclusione tutti i dati suggeriscono che nelle Alpi Centrali il segnale climatico abbia gradualmente mascherato gli effetti della tettonica dopo i 5 Ma, in seguito all'instabilità climatica iniziata alla fine del Messiniano e accentuata con l'inizio delle glaciazioni nell'emisfero settentrionale.

ABSTRACT

(U-Th)/He and fission-track analyses of apatite along deep-seated tunnels crossing high-relief mountain ranges offer the opportunity to investigate climate and tectonic forcing on the topographic evolution. In this study, the thermochronologic analysis of a large set of samples collected in the Simplon railway tunnel (western-central Alps; Italy and Switzerland) and along its surface trace, coupled with kinematic and structural analysis of major fault zones intersecting the tunnel, constrains the phenomena controlling the topographic and structural evolution, during the latest stage of exhumation of the Simplon Massif, and the timing in which they operated.

The study area is located at the western margin of the Lepontine metamorphic dome where a complex nappe-stack pertaining to the Penninic and Ultrahelvetetic domains experienced a fast exhumation from the latest Oligocene onward. The exhumation was mainly accommodated by a west-dipping low-angle detachment (the Simplon Fault Zone) which is located just 8 km to the west of the tunnel. However, along the section itself several faults related to two principal phases both with important dip-slip kinematics have been detected.

Cooling rates derived from our thermochronological data vary from about 10 °C/Ma at about 10 Ma to about 35 °C/Ma in the last 5 Ma. Such increase in the cooling rate corresponds to the most important climatic change recorded in the northern hemisphere in the last 10 Ma, i.e. the shift to wetter conditions at the end of the Messinian salinity crisis and the inception of glacial cycles in the northern hemisphere. In addition, (U-Th)/He and fission-track age patterns lack of important correlation with the topography suggesting that the present-day relief morphology is the result of recent erosional dynamics. More in details, the (U-Th)/He tunnel ages show an impressive uniformity at 2 Ma, whereas cooling rates calculated at 1 Ma increase towards the two major valleys. This indicates a focusing of erosive processes in the valleys which led to the shaping of present-day topography.

Structural analysis documents the presence of two phases of brittle deformation postdating the metamorphic phases in the area. The first one is directly related to the last phase of activity along the Simplon Fault Zone and is characterized by extension towards SO and vertical shortening. The young one is characterized by extension towards NO and horizontal shortening in a along the NE-SO direction.

Structures related to the first phase of brittle deformation generate important variations in the older ages' dataset, until 3 Ma, suggesting that tectonics controlled rocks exhumation up to that age. Structures related to the second phase generate some variations also in the younger age dataset, highlighting the activity of faults bordering the massif and suggesting a continuous activity also after 2 Ma. However, most of (U-Th)/He tunnel ages, varying slightly around 2 Ma, document that the Simplon area has experienced primarily erosional exhumation in this time span.

In conclusion, all our data suggest that in the central Italian Alps the climatic signal gradually overrode the tectonic effects after about 5 Ma, as a consequence of the climatic instability started at end of Messinian salinity crisis and improved by the onset of glaciations in the northern hemisphere.

INTRODUZIONE

L'applicazione delle tecniche di datazione dei minerali riveste da molti decenni un ruolo di primaria importanza negli studi quantitativi sull'evoluzione geologica. I primi studi di geocronometria con isotopi radioattivi risalgono all'inizio del XIX secolo (Rutherford, 1905). Da allora la continua evoluzione tecnologica ha permesso un miglioramento incessante dell'accuratezza nelle determinazioni dei rapporti di concentrazione tra i prodotti del decadimento e i nuclidi padri. Allo sviluppo tecnologico in ambito geo-cronometrico si è affiancato lo sviluppo scientifico che ha permesso una conoscenza migliorata e approfondita della cinetica del decadimento di varie specie chimiche. Il riconoscimento e la quantificazione della sensibilità dei diversi sistemi geocronometrici alle temperature registrate dalle rocce, hanno incrementato vertiginosamente l'applicabilità di tali metodologie agli studi volti a quantificare, in termini di spazio e tempo, la storia termica e l'esumazione dei corpi rocciosi e le cause che la determinano, favorendo la nascita di una nuova disciplina scientifica: la Termocronologia. La possibilità di apportare precisi vincoli numerici alla storia geologica della Terra asseconda pienamente la tendenza della geologia moderna ad assumere approcci sempre più quantitativi. Questo studio, collocandosi in tale contesto, aspira ad apportare nuovi vincoli quantitativi alla storia di un settore delle Alpi Centrali.

L'applicazione di metodi termocronometrici alle aree orogeniche permette di determinare i tempi della deformazione in rapporto alla profondità cui essa avviene. In particolare, metodologie come l'analisi delle tracce di fissione o del rapporto di concentrazione di (U-Th)/He nelle apatiti permettono di definire i tempi della deformazione ai livelli più superficiali della crosta. Infatti, tali metodi sono sensibili a temperature comprese tra 120 e 50°C circa, che si raggiungono a profondità comprese tra 5 e 2 km. A tali profondità le isoterme risentono sensibilmente dell'influenza della topografia sovrastante. Numerosi studi pongono l'accento sull'irregolarità della morfologia delle superfici isotermiche, per temperature inferiori a 200 °C, che tende a imitare la morfologia dei rilievi sovrastanti, anche se in maniera smussata. La topografia, a sua volta, è il risultato della complicata interazione di numerosi fattori morfologici di natura endogena ed esogena. Da ciò deriva che i termocronometri di bassa temperatura rappresentano un potente strumento capace di definire quantitativamente le ultime fasi dell'esumazione e, se accompagnati da informazioni sulla tettonica e sull'erosione, permettono di definire indirettamente tempi, intensità e modi d'azione dei processi morfologici. Numerosi studi enfatizzano, infatti, il ruolo di

primaria importanza che meccanismi quali l'escavazione fluviale e glaciale svolgono nella modellazione della superficie terrestre e nell'esumazione delle rocce. D'altro canto la tettonica produce il sollevamento della superficie terrestre determinando il potenziale erodibile e, insieme alla distribuzione areale di litologie con diversa resistenza all'erosione, determina la distribuzione spaziale delle zone a erosione differenziale. La tettonica, inoltre, rappresenta anch'essa un meccanismo di esumazione attiva che agisce attraverso discontinuità e orizzonti di deformazione, dove si localizza la dislocazione dei corpi rocciosi producendo denudazione tettonica. Le relazioni quantitative e i tempi con cui tali meccanismi agiscono alimentano un acceso dibattito nella comunità scientifica.

Questo studio si prefigge come obiettivo proprio la definizione dei rapporti tra tettonica, clima ed erosione, come processi di controllo dell'esumazione, nella porzione occidentale del duomo metamorfico Lepontino, attraverso l'innovativa applicazione dei metodi termocronometrici di bassa temperatura lungo uno dei principali trafori alpini: Il tunnel del Sempione. Si tratta di una galleria ferroviaria costruita agli inizi del XIX secolo, lunga 19,8 km, posta a 680 m ca. s.l.m., che collega l'Italia (Val d'Ossola) con la Svizzera (Valle del Rodano) e che attraversa una struttura topografica piuttosto simmetrica che culmina al centro con il Monte Leone (3553 m s.l.m.).

L'applicazione di metodi termocronometrici in profondità ha già prodotto interessanti risultati per campionature lungo pozzi e perforazioni. Tuttavia questo lavoro rappresenta uno tra i primi casi di campionatura in profondità attraverso un transetto orizzontale che permette una disposizione spaziale dei dati ottimale per gli studi sulle forme dei rilievi. In aggiunta, la regolarità della topografia sovrastante il tunnel, accompagnata alla disponibilità di dati termici e idrologici, acquisiti durante lo scavo della galleria, fa del tunnel del Sempione un laboratorio naturale ottimale per studi di termocronologia e rappresenta un importante valore aggiunto all'originalità di tale ricerca, specialmente al fine di estrapolare informazioni sull'evoluzione spaziale e temporale della topografia.

Lo studio è stato condotto anche con particolare attenzione alla cinematica e alla geometria delle strutture deformative, prevalentemente fragili, che intersecano la galleria. In tal modo è stato possibile definire le modalità e i tempi di azione delle ultime fasi dell'evoluzione tettonica, permettendo di decifrarne in parte le complesse interazioni con i principali eventi climatici durante la storia esumativa dell'area. Il tale modo, questo lavoro apporta nuovi spunti al

recente dibattito sulle relazioni tra geomorfologia, clima, tettonica e sedimentazione durante le ultime fasi dell'evoluzione della catena alpina.

Questa tesi comprende un'introduzione all'assetto geologico dell'area di studio (capitolo 1), dove saranno fornite le informazioni geologiche di base indispensabili ad una corretta interpretazione dei dati termocronologici. I dati sono invece compresi in un articolo, in lingua inglese, sottomesso a una rivista internazionale, che è stato inserito nel capitolo 2. Questo contiene una discussione dell'intero assortimento di dati termocronologici e della storia del raffreddamento da essi derivata, con particolare enfasi sulle relazioni tra tettonica e clima nell'esumazione dell'area. Nel capitolo 3 sono presentati i dati sulle strutture rilevate nell'area. Durante le fasi di rilevamento è stata prestata particolare attenzione alle ultime fasi dell'evoluzione tettonica in ambiente fragile, verosimilmente attive durante gli ultimi 10 milioni di anni, periodo investigato con le analisi termocronometriche. Gli ultimi paragrafi di questo capitolo sono dedicati alla discussione dei dati strutturali e dell'analisi cinematica e delle relazioni esistenti tra le strutture maggiori e i dati termocronologici. Nel capitolo 4 sono esposte le conclusioni derivanti dall'analisi complessiva del lavoro svolto. Il manoscritto è completato con una serie di capitoli d'appendice, dove è affrontata un'estesa trattazione dei metodi di datazione utilizzati (Appendice 1) e delle procedure di preparazione dei campioni (Appendice 2). A questa seguono le tabelle con localizzazione dei campioni, le caratteristiche geologiche e i parametri termocronometrici della totalità di datazioni condotte durante lo svolgimento del Dottorato (Appendice 3). Nell'Allegato 1 un articolo, al quale ho partecipato in veste di co-autore, che rappresenta un'altra applicazione dei metodi termocronometrici di bassa temperatura alla geologia strutturale, indagando l'attività deformativa lungo la zona della faglia Nord-Anatolica. Nell'Allegato 2 è proposto uno schema tettonico dell'area attraversata dal traforo del Sempione corredato di sezioni geologiche elaborate, durante tale ricerca, al fine di definire i rigetti e le geometrie delle zone di faglia investigate.

CAPITOLO 1

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1.1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'AREA

L'area di studio è situata nelle Alpi Centrali, al ridosso del confine tra Italia e Svizzera, e ricade nei territori di Briga (Svizzera) e Verbania (Italia). Essa si sviluppa lungo una fascia di 6 km di larghezza e 20 km di lunghezza tra la valle Briga (Svizzera) a nord, la Val Divedro, a Sud, il passo del Sempione a ovest e la dorsale che corre dal M. Cistella a Punta del Rebbio a est,

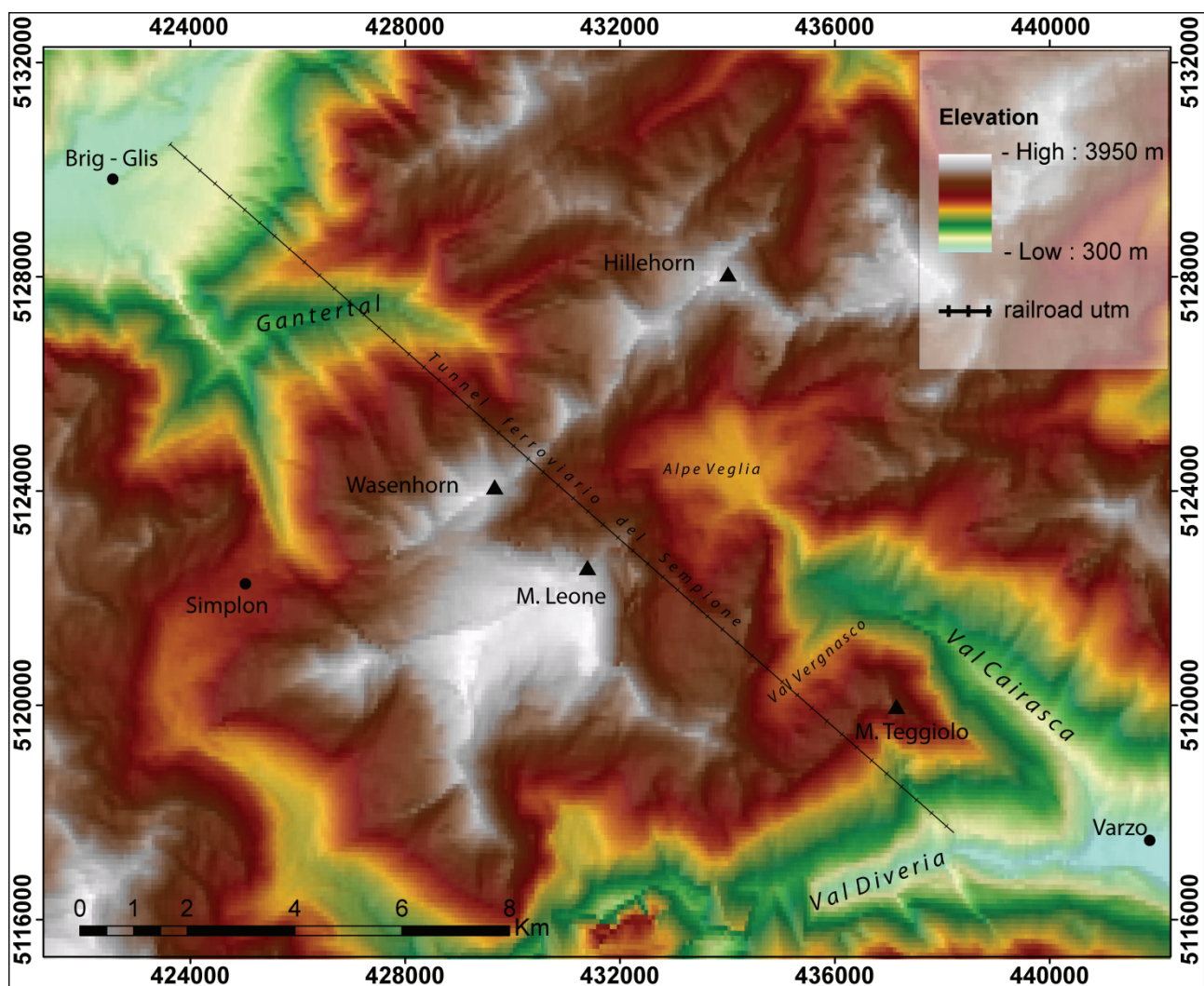


Fig. 1.1: DEM dell'area di studio in proiezione WGS84 Zona 32N con reticolato di coordinate metriche UTM (WGS 1984)

comprendendo tutto il tracciato del traforo ferroviario del Sempione. Al suo interno domina il Monte Leone con i suoi 3553 m di altitudine (fig 1.1). Tale rilievo ha una morfologia piuttosto

simmetrica e occupa una posizione centrale nell'area, digradando in modo piuttosto regolare verso NO e SE. Quattro sono le valli più importanti che intersecano l'area di studio e si trovano tutte alle estremità della stessa. La terminazione settentrionale, infatti, coincide con la valle di Briga, a 650 m circa s.l.m., che ha un'orientazione ENE-OSO, ortogonale allo sviluppo dell'area. Poco più di un chilometro verso SE si sviluppa la Gantertal, che ha un'orientazione simile alla precedente ma uno sviluppo molto più limitato. L'estremità meridionale coincide con la Val Divedro, mentre a poco meno di due chilometri a nord si ritrova la Val Vergnasco.

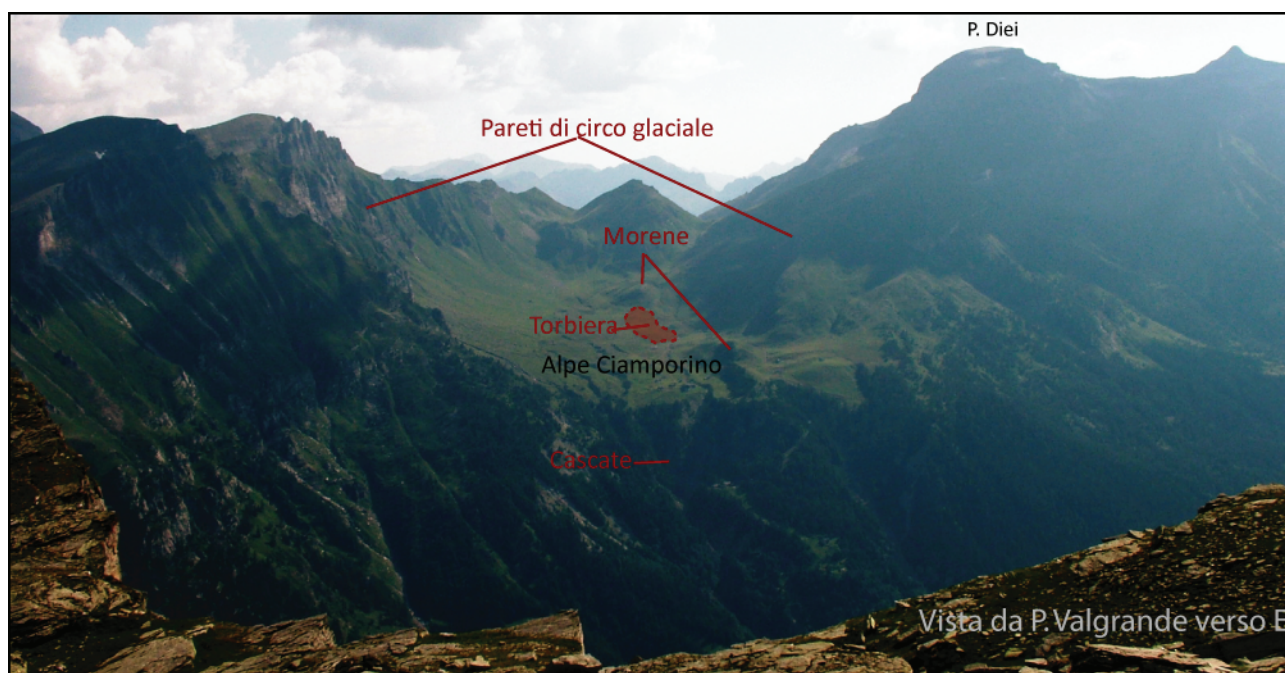


Fig. 1.2: Esempio di valle sospesa nell'area del Sempione (Alpe Ciamporino). Morfologia di evidente origine glaciale. La valle era un circo glaciale ora contraddistinto da abbondanti depositi morenici e torbiere.

Anche queste ultime hanno un'orientazione simile alle precedenti.

Il rilievo, nel suo complesso, conserva intatte le testimonianze di un'attività glaciale recente importante, sia nella morfologia che nel materiale sedimentario. Le valli sopra citate hanno infatti tutte morfologie caratteristiche dell'erosione glaciale presentando tipici profili ad U; ai margini delle stesse si ritrovano numerosi esempi di valli sospese (ad es. Alpe Ciamporino fig. 1.2) con abbondanti accumuli morenici, rocce montonate e ghiacciai attualmente in fase di regressione (fig 1.3, 1.4, 1.5). Molto diffusi sono anche i laghi di circo, le torbiere e i depositi morenici, ben documentati da Bearth (1972, 1973) e Burri et al. (1993, 1994).

I rilievi studiati con questo lavoro ricadono al letto della zona di faglia del Sempione all'interno del settore occidentale del Duomo Metamorfico Lepontino. Esso rappresenta una

struttura tipo core-complex (Bradbury e Nolen-Hoeksema, 1985), generata durante la collisione obliqua tra Adria ed Europa e delimitata a ovest da un'importante zona di detachment estensionale (zona di faglia del Sempione, SFZ), a nord e a sud rispettivamente dal Fronte Pennidico e dal lineamento Periadriatico.

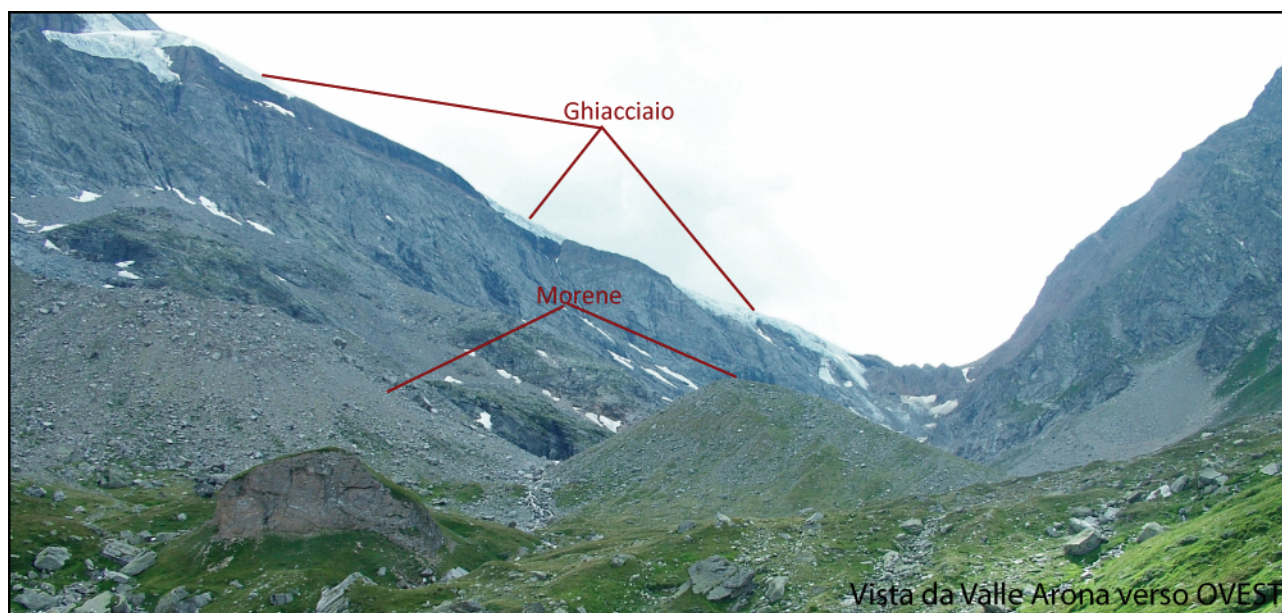


Fig. 1.3 Esempio di valle glaciale nell'area del Sempione (valle Arona). La valle infatti presenta un profilo ad U ed è parzialmente occupata da depositi morenici e da ghiacciai in regressione.



Fig. 1.4 Esempio di ghiacciaio in regressione alle pengici del monte Leone nell'area della valle Arona

Il Duomo Lepontino è caratterizzato da un complesso edificio a falde, dato da una successione di elementi di basamento cristallino pre-triassico, spesse anche migliaia di metri, separati da falde più sottili costituite da serie di ricoprimento sedimentario del Mesozoico e Terziario (Schmidt e Preiswerk, 1908; Argand, 1911; Staub, 1924; Milnes, 1974a; Merle et al., 1989).



Fig. 1.5: Esempio di roccia montonata striata, affiorante llungo il versante occidentale del Wasenhorn.

In particolare ciò che affiora nell'area appartiene per la maggior parte al dominio Penninico inferiore (falda di Antigorio, falda Lebendun, falda M.Leone, Zona Sion-Courmayeur) e solo in minor parte ai domini del Penninico medio (falda di Pontis) ed elvetici (falda di Wildhorn). Nella comunità scientifica vi è un generale accordo nell'attribuire gli elementi cristallini delle unità elencate alla crosta continentale superiore europea e in particolare alla parte assottigliata che connetteva il continente europeo al bacino oceanico Ligure-Piemontese, sulla quale si sono deposte le successioni sedimentarie di ricoprimento (Rubatto et al., 1998; Dal Piaz et al., 2001). Anticipando quanto affrontato con maggior dettaglio nei paragrafi successivi, l'intera pila di falde ha subito una complessa storia deformativa durante l'orogenesi alpina. Nelle prime fasi (Eocene sup.-Miocene inf.), il metamorfismo regionale ha raggiunto il culmine in facies da anfibolitica a granulitica nel settore meridionale e in facies scisti verdi in quello settentrionale. Successivamente, a partire dal Miocene, è avvenuta la nucleazione di una potente zona di *shear*

duttile estensionale nell'area del Sempione, denominata Simplon Shear Zone (SSZ, Mancktelow, 1985; Mancktelow, 1992), che ha prodotto l'esumazione tettonica delle unità oggi affioranti. Contemporaneamente alla dislocazione verso SO delle falde penniniche medie e superiori, al letto di tale zona di faglia si è verificato anche il retro-piegamento delle unità Penniniche. L'esumazione del letto della SSZ ha favorito la concentrazione della deformazione in una più discreta fascia cataclastica denominata Linea del Sempione (Bearth, 1956; Mancktelow, 1985). La deformazione fragile associata all'attività della zona di faglia del Sempione si estende fino ad almeno 10 km ad Est della faglia (Mancktelow, 1985; Wawrzyniec et al. 1999; Grosjean et al. 2004) interessando la zona oggi attraversata dal tunnel del Sempione.

1.2. DESCRIZIONE LITOLOGICA DELLE PILA DI FALDE

Come indicato in precedenza, nell'area oggetto di questo studio affiorano falde appartenenti al dominio Penninico Inferiore (Falde di Antigorio, Lebedun, Monte Leone, Zona di Sion Courmayeur), Penninico Medio (Falda Pontis) e al dominio Elvetico (Falda Wildhorn).

Della pila di falde attraversate dalla galleria del Sempione l'elemento inferiore è costituito dalla Falda di Antigorio. Questa è data da un'unità di basamento continentale con coperture meta-sedimentarie. La porzione cristallina è dominata da gneiss a biotite, a grana grossolana, i cui protoliti erano rappresentati da granitoidi e granodioriti varistici. I pochi relitti della roccia incassante sono costituiti da sottili bande di scisti di Baceno e, localmente, da migmatiti e gneiss di un basamento polimetamorfico più antico. Le rocce di copertura mesozoica della Falda di Antigorio affiorano estesamente in prossimità della cima del Monte Teggiolo. Queste consistono in una serie assottigliata di coperture triassiche, formata da quarziti, dolomie e marne. Spesso si rinvencono meta-calcarei, talvolta marnosi e conglomeratici, contenenti elementi da centimetrici a pluri-decimetrici di gneiss d'Antigorio, organizzati in lenti lungo superfici di erosione che raggiungono, in certi punti, il basamento cristallino. La serie continua verso l'alto con un livello continuo di calcescisti e meta-conglomerati polimitici che entrano in contatto con la copertura della Falda di Lebedun.

Alla falda d'Antigorio segue quella di Lebedun. Come nel caso precedente, quest'ultima è formata da un elemento di basamento cristallino pre-triassico e da una copertura meta-sedimentaria di età mesozoica (Spring et al., 1992). Il primo è composto di paragneiss a granato e due miche detta sub-unità di Valgrande (Steck et al., 2001). La copertura inizia con 50 m di

dolomie talvolta conglomeratiche attribuibili al Trias, seguite da meta-arenarie micacee, quarziti e marmi del Lias. Le coperture continuano con una serie molto variabile per composizione ed evoluzione laterale. Questa è costituita da meta-calcarei conglomeratici, arenitici o marnosi, seguiti da marmi calcarei o dolomitici, che passano verso l'alto a micascisti e paragneiss a due miche ("Scisti bruni" Auct.). La serie termina con meta-conglomerati poligenici a matrice arenacea, con clasti di gneiss di diversa composizione, più raramente di anfiboliti e marmi. Spring et al. (1992) suggeriscono per i protoliti sedimentari di tale serie un'età Dogger anche se non sono stati rinvenuti fossili che permettano di datarli con certezza.

La Falda Monte Leone è costituita da una porzione di basamento cristallino con le relative coperture di metasedimenti di età mesozoiche. La porzione cristallina è costituita da antichi gneiss di origine magmatica o sedimentaria, ricoperti da meta-arcose e grovacche permiane talvolta conglomeratiche e con livelli di tufi riolitici (Streckeisen et al., 1978). Talvolta sono presenti anfiboliti e ultramafiti di origine lerzolitica, associate a crosta continentale (Pastorelli, 1993). La copertura mesozoica affiorante nell'area di studio, denominata serie di Fäldbach (Burri et al., 1993, 1994; Steck et al., 1999, 2001), inizia con marmi dolomitici o calcarei e carnioli attribuibili al Trias. A questi segue una spessa serie di calcescisti parzialmente conglomeratici con lenti e blocchi di dolomie, marmi, gessi, quarziti, gneiss, graniti e ultramafiti, accompagnate da lenti di prasiniti (olistostromi). Leu (1986) correla tale serie alla zona di Sion-Courmayeur descritta di seguito. Alla Falda Monte Leone appartarrebbe, secondo Steck et al. (1999, 2001) anche la più omogenea serie di calcescisti arenitici denominata "Zona di Rosswald".

La zona Sion-Courmayeur è un elemento tettonico di grande importanza ed estensione all'interno della quale è possibile distinguere diverse unità: Unità di Ferret, Unità di Moûtiers, Unità di Roignais-Versoyen, Unità di Pierre Avoi (Steck et al., 1999, 2001). Nell'area del Massiccio del Sempione affiora estesamente l'Unità Roignais-Versoyen, composta da una serie di flysch suddivisa in tre sotto-unità: i calcarei micacei e conglomeratici di Aroley alla base, seguiti dagli scisti grafitici di Marmontains, e da calcarei arenitici e calcescisti di St-Christophe.

Unico elemento attribuito al dominio Penninico Medio è la falda Pontis. Questa è costituita da un elemento di basamento cristallino polimetamorfico (Zona di Berisal; Steck et al., 2001) composto di paragneiss e micascisti (Bearth, 1980, Burri, 1983a, b) e da una varietà di ortogneiss di diversa composizione. Le relative coperture di metasedimenti sono caratterizzate da scisti, meta-arenarie e meta-conglomerati permo-carboniferi.

Nella porzione più settentrionale dell'area affiora la falda Wildhorn, attribuibile al dominio Elvetico. Questa è divisa a sua volta in tre (sub-)unità: U. Diablerets, U. Mont Gond-Bundstock, U. Sublage. Nell'area d'interesse affiora solamente una porzione di quest'ultima, caratterizzata da una sequenza Mesozoica costituita da meta-arenarie, dolomie, calcari, marne e, ricoperta da una serie flyschoidale di età Oligocene Inferiore.

Tutte le falde citate mostrano in modo pervasivo associazioni mineralogiche legate al metamorfismo Alpino. E' presente nel loro insieme un gradiente metamorfico. Nella parte meridionale, a sud del Wasenhorn, dove affiorano le F. Antigorio, Lebendun, Monte Leone e Berisal, dominano associazioni mineralogiche tipiche della facies anfibolitica, caratterizzate dall'associazione staurolite-cianite-cloritoide. A nord dello stesso, nella Falda Berisal si nota una variazione verso associazioni dominate da granato e biotite. Procedendo verso nord, a partire dalla Valle Ganter, laddove affiorano i metasedimenti di Rosswald, seguiti da quelli dalla Zona Sion-Courmayeur si rinvencono solo paragenesi dominate da cloritoide che indicano un metamorfismo in facies scisti verdi.

1.3. EVOLUZIONE TETTONICA METAMORFICA DELL'AREA DEL MONTE LEONE

L'inizio della strutturazione dell'edificio a falde risale alle fasi terziarie dell'orogenesi Alpina (Dal Piaz et al., 1972; Hunziker et al., 1989; Hunziker et al., 1992; Steck e Hunziker, 1994). Secondo Trümpy (1980), l'età dei flysch riscontrati al tetto delle successioni sedimentarie permetterebbe di datare all'Eocene medio la subduzione delle unità Penniniche nel settore meridionale (Ellenberger, 1953; Sartori, 1987), mentre la subduzione delle unità Elvetiche, più a nord, risalirebbe all'Eocene superiore – Oligocene Inferiore. Tuttavia va considerato che la deposizione dei flysch potrebbe essere in parte contemporanea alla strutturazione delle falde. In questo caso la subduzione e quindi la collisione continentale in tale area potrebbero essere più antiche (Steck e Hunziker, 1994). Le prime fasi della collisione continentale sono caratterizzate dalla subduzione della placca europea sotto quella adriatica con la conseguente strutturazione di una struttura a falde embricate con vergenza verso NO. Nell'area in studio la subduzione della crosta continentale europea è accompagnata da un metamorfismo regionale che culmina in facies da granulitica ad anfibolitica, nella parte meridionale, e in facies scisti verdi, in quella settentrionale. L'età del picco metamorfico è stata calcolata da diversi autori, con diversi termocronometri: le datazioni con Rb-Sr, su muscovite e fengite (Hunziker, 1970) hanno restituito età di 38-35 Ma; le datazioni K-Ar

restituiscono età lievemente più giovani (30-35 Ma: Jäger 1973); molto più recenti sono le età ottenute con i metodi di U-Pb su monazite e di K-Ar su anfibolo (25-20 Ma: Köppel e Grünenfelder, 1975; Steck and Hunziker 1994). Età simili (27-21 Ma) sono state proposte anche da Engi et al. (1995). Durante e dopo tale evento metamorfico le rocce hanno registrato anche una complessa storia deformativa, riassumibile in tre fasi principali (D1-D3).

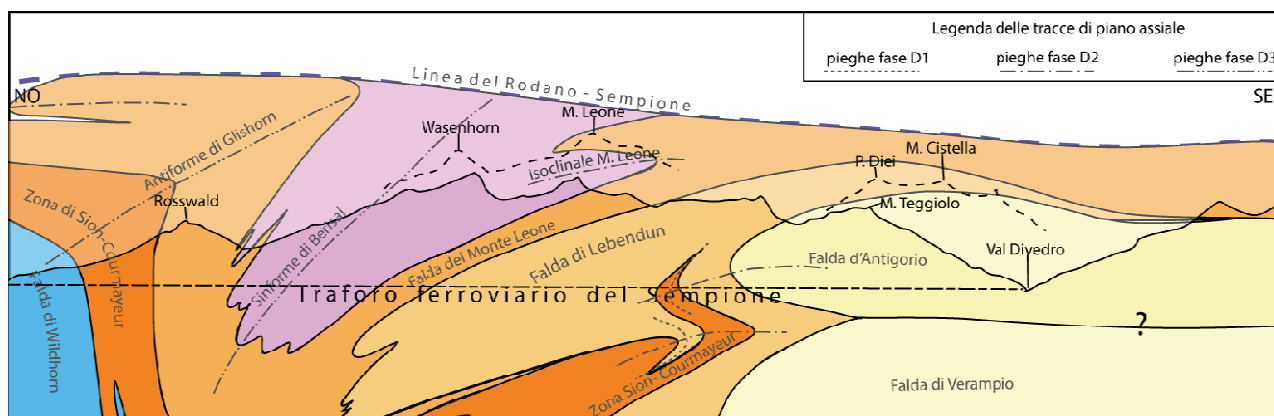


Fig. 1.6: Sezione dell'edificio a falde lungo il tunnel del Sempione (da Steck, 2005, modificata) con le principali strutture derivanti dalle diverse fasi di deformazione duttile (D1-D4).

- Fase D1. Durante la subduzione, si sarebbe avuta l'accrezione ma anche l'estrusione delle falde sviluppate per piegamento e scollamento della crosta continentale europea in subduzione (Steck et al., 2001). Diversi sono i meccanismi ipotizzati per tale fenomeno tra cui l'espulsione per gravità (Chemenda et al., 1995), meccanismi di *simple* e *pure shear*, o un "flusso canalizzato" (Grujic et al., 1996). Durante tale evento si sono formate diverse generazioni di pieghe e di scistosità, la più importante delle quali testimonierebbe il trasporto verso NO delle falde attraverso thrust e pieghe isoclinali NO-vergenti e una scistosità associata ad una lineazione di *stretching* con direzione NO-SE (Steck, 1990; Mancel e Merle, 1987; Merle et al., 1989; Steck e Hunziker, 1994). A tale fase deformativa apparterrebbero anche le grandi pieghe isoclinali NO-vergenti che coinvolgono le falde Lebendun e Sion-Courmayeur (fig 1.6).

- Fase D2. L'evoluzione della deformazione porta alla formazione di nuove famiglie di pieghe talvolta con vergenza opposta come la spettacolare isoclinale affiorante in vetta al Monte Leone (fig 1.7) e numerose strutture riconosciute in aree limitrofe (Steck, 1998; Steck 2001). Durante tale fase si genera una scistosità pervasiva e diffusa in tutta l'area.

- Fase D3. In seguito alla culminazione della fase metamorfica e all'impilamento delle falde, si è generata un'importante zona di *shear* duttile estensionale che borda il Duomo Lepontino a ovest, nell'area del Sempione (Simplon Shear Zone, SSZ; Mancel e Merle, 1987;

Mancktelow, 1985; Merle et al., 1989). Tale zona di *shear* consiste in una fascia milonitica che si estende con direzione NO-SE per circa 30 km. Le miloniti si estendono al letto di tale *detachment* per circa 1-2 km nell'area del passo del Sempione e sono caratterizzate da una scistosità molto penetrativa immergente verso SO, la cui inclinazione varia in maniera asintotica verso il nucleo della zona di *shear*, evidenziando un movimento normale (Mancktelow, 1992). Ciò concorda pienamente con l'orientazione verso SO delle lineazioni di *stretching* e con gli altri indicatori cinematici (Mancktelow, 1985, 1987; Mancel and Merle, 1987; Mancktelow and Pavlis, 1994; Steck and Hunziker, 1994; Keller et al., 2006). Il progressivo raffreddamento, determinato dall'esumazione a letto della zona di *shear*, ha portato alla concentrazione della deformazione lungo spessori sempre minori (Mancktelow, 1992).



Fig. 1.7: Fotografia della piega isoclinale del Monte Leone vista dalla piana del lago D'Avino.

Ciò ha determinato la formazione di una zona discreta di cataclasi spessa 3-5 m caratterizzata da ultracataclasiti, ben affioranti nell'area del passo del Sempione (Linea del Sempione; Zwingman and Mancktelow, 2004). La dislocazione accomodata dalla zona di faglia del Sempione consiste in 10 km di rigetto verticale e 24 km di dislocazione verso NO lungo i vettori di slip (Mancktelow, 1992). Gli effetti dell'attività lungo la zona di faglia del Sempione si risentono nel *footwall* fino ad almeno 10 km di distanza. Queste potrebbero essere associate ad un meccanismo di rolling hinge al letto della faglia del Sempione (Wawrzyniec et al., 2001). Qui, infatti, sono presenti diverse famiglie di faglie normali dirette principalmente NO-SE e ONO-ESE e sistemi transtensivi con direzione NE-SO (Mancktelow, 1985; Wawrzyniec et al. 1999; Grosjean et al. 2004). Da

elaborazioni termocronologiche e osservazioni strutturali, l'inizio dell'attività della zona di *shear* sarebbe databile al Miocene inferiore (Pürdy e Jäger, 1976; Wagner et al., 1972; Soom, 1990; Mancktelow, 1992; Hubbard e Mancktelow, 1992). Tuttavia, alcuni autori propongono un'età risalente al tardo Oligocene (Bistacchi and Massironi, 2000) o anche più antica (Steck e Hunziker, 1994). Secondo i modelli numerici di Grasemann e Mancktelow (1993), la dislocazione sarebbe perdurata fino a 3 Ma (Mancktelow, 1992) anche se con velocità limitata dopo i 10-14 Ma.

Nella comunità scientifica, il dibattito circa i meccanismi responsabili dell'attività lungo la zona di faglia del Sempione è ancora acceso. Le ipotesi elaborate sono diverse: Steck (1987, 1990) e Hubbard e Mancktelow (1992), ad esempio, interpretano la zona di faglia del Sempione come una zona di trasferimento dei movimenti di trascorrenza destra durante la convergenza obliqua tra Adria ed Europa. Diversamente, Schmid et al. (1987, 1989) Merle et al., (1989) Ratschbacher et al. (1989, 1991a, 1991b) suggeriscono il meccanismo di estrusione laterale. Mancktelow e Pavlis (1994) la interpretano come un detachment estensionale, che accomoda l'estensione parallela all'orogene, favorito dal retropiegamento delle falde al letto. Essi, infatti, dimostrano che l'attività della faglia del Sempione è coeva con il retro-piegamento tardivo delle Falde Penniniche. Le strutture più importanti associabili a tale fase deformativa sono le pieghe di Berisal e di Glishorn, le quali sarebbero successive alla nucleazione della zona di *shear* duttile ma antecedenti alla formazione della fascia cataclastica della Linea del Sempione. Le miloniti caratteristiche della SSZ sono, infatti, sembrerebbero piegate da tali strutture nell'area del Sempione (Mancktelow, 1992). Al contrario, la zona di ultracataclasi sembra interrompere la continuazione delle stesse verso ovest. Tuttavia, il piegamento, pur se antecedente alla Linea del Sempione, continuerebbe in parte durante l'attività di quest'ultima, come suggerito da Mancktelow (1992).

1.4. DESCRIZIONE DELLA SEZIONE LUNGO IL TRAFORO DEL SEMPIONE

Nella sezione in fig. 1.6 è mostrato l'edificio a falde attraversato dalla galleria del Sempione. Dal portale Sud la galleria si sviluppa per poco più di 4 km negli ortogneiss e nei meta-graniti che costituiscono il basamento cristallino della Falda di Antigorio, attraversando quindi, quasi in corrispondenza della cerniera dell'isoclinale frontale della falda di fase D2, la sua copertura sedimentaria. Le rocce di copertura sedimentaria hanno protoliti prevalentemente clastici (quarziti e conglomerati), con subordinati marmi, carnioli e calcescisti. La galleria attraversa quindi per circa 4,5 km i meta-sedimenti della falda Lebedun, dominati da paragneiss,

con minori marmi e metaconglomerati. Dopo questi, il tunnel attraversa per un lungo tratto (6 km) una zona dominata da rocce cristalline di basamento delle unità Lebendun, Monte Leone, Pontis, con poche intercalazioni metasedimentarie di copertura, costituite prevalentemente da calcescisti. Gli ultimi chilometri sono dominati invece da calcescisti attribuibili a diverse unità: Monte Leone, zona Sion-Courmayeur, Wildhorn (quest'ultima appartenente al dominio Ultraelveto).

Dalla sezione è possibile notare come le unità di Antigorio, Monte Leone e Lebendun siano caratterizzate da grandi pieghe isoclinali coricate attribuibili alla fase D1. Nel settore centrale è possibile riconoscere anche le pieghe isoclinali retrovergenti del Monte Leone attribuibili alla fase D2 (fig. 1.7). L'intera sezione è poi complicata dal retropiegamento di fase D3 evidenziato dalla sinclinale di Berisal e dall'anticlinale di Glishorn, riconoscibili nella metà settentrionale della sezione (fig. 1.6) e in foto (fig. 1.8). Poichè la sezione ha orientazione parallela alla linea del Sempione, non ci sono evidenze di strutture da *shear* duttile relative all'attività lungo tale zona di faglia.

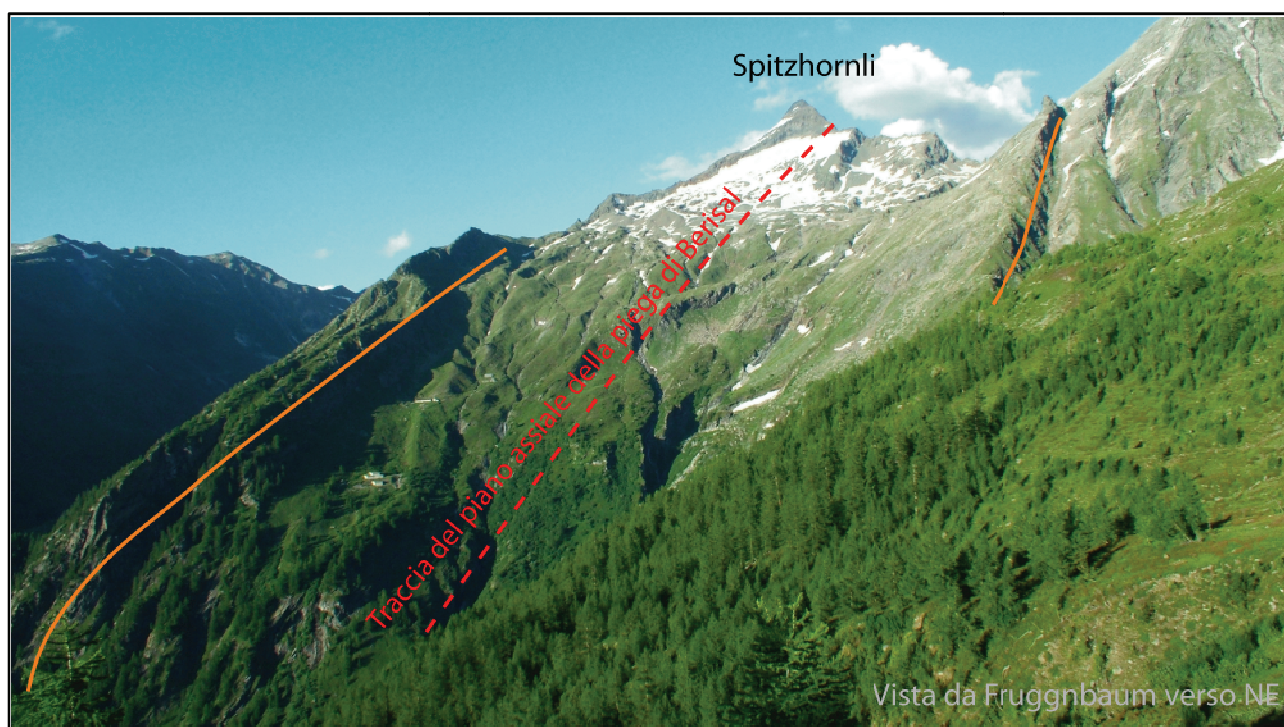


Fig. 1.8: Vista panoramica del versante settentrionale del Wasenhorn, con evidenze della piega sinforme di Berisal (fase D4).

CAPITOLO 2

ARTICOLO

THERMOCHRONOLOGICAL EVIDENCE FOR A LATE PLIOCENE CLIMATE-
INDUCED EROSION RATE INCREASE IN THE ALPS

2. ARTICOLO: THERMOCHRONOLOGICAL EVIDENCE FOR A LATE PLIOCENE CLIMATE-INDUCED EROSION RATE INCREASE IN THE ALPS

Antonio Pignalosa^{1*}, Massimiliano Zattin¹, Matteo Massironi², William Cavazza¹

¹ Department of Earth and Geo-environmental Sciences, University of Bologna, Via Zamboni 67, 40126 Bologna, Italy.

² Department of Geology, Paleontology and Geophysics, University of Padova, Via Giotto 1, 35137 Padova, Italy.

* Corresponding Author. Department of Earth and Geo-environmental Sciences, University of Bologna, Via Zamboni 67, 40126 Bologna, Italy.

Tel.: +39 051 209 45 67 Fax: 051 209 45 22; e-mail address: anto.pigna@alice.it (A. Pignalosa)

2.1. ABSTRACT

(U-Th)/He and fission-track analyses of apatite along deep-seated tunnels crossing high-relief mountain ranges offer the opportunity to investigate climate-tectonic forcing on topographic evolution. In this study, the thermochronologic analysis along the Simplon tunnel (western-central Alps; Italy and Switzerland) constrains in detail the mechanisms controlling the topographic evolution of the Simplon Massif. Age patterns show correlation with faults distribution until 2 Ma, suggesting that tectonics controlled rocks exhumation up to that age. After 2 Ma thermochronometric data show that Simplon area has experienced primarily erosional exhumation. All age patterns provided are not affected by topographic effects, thus indicating that present-day topography has been carved in the last 2 Ma. Cooling rates vary from about 10 °C/Ma at about 10 Ma to about 35 °C/Ma in the last 3 Ma. Such changes in cooling history correspond to an important climate change, i.e. the inception of glacial cycles in the northern hemisphere.

Keywords: (U-Th)/He; fission tracks; cooling history; Simplon tunnel; thermochronology.

2.2. INTRODUCTION

High-relief mountain ranges are transient features resulting from the complex interaction of different morphogenetic processes such as tectonics and erosion (Braun 2005). In particular, L'articolo presentato in questo capitolo è stato sottomesso alla rivista *International Journal of Earth Science* in data 05/10/2008. Attualmente esso è in fase di valutazione presso i revisori della rivista.

the growth and decay of topography in orogenic belts such as the European Alps are a function of rates and variations of denudation in time and space. In turn, denudation is the dynamic expression of the interactions between tectonic uplift and many other processes, including erosion enhanced by long-term climate changes. Several authors attempted to distinguish the way the single processes operate and their magnitude in controlling landscape evolution (e.g. Brown et al. 1994; House et al. 1997, 1998; Braun 2002a, b; Ehlers et al. 2003; Reiners et al. 2003; Braun 2005). For the European Alps similar studies focused recently their attention on the climate changes during the last million years (Cederbom et al. 2004; Willett et al. 2006; Vernon et al. 2008). It is generally accepted that known climatic changes over the last 10 Ma have had an impact on the erosional processes across Europe, and arguably, have had some effects on tectonics (Grasemann and Mancktelow 1993; Beaumont et al. 1999; Schlunegger and Simpson 2002; Buck et al. 2007). For example, sedimentation rates in the foreland basins of the Alps (Kuhlemann et al. 2002) and other major orogenic belts (e.g. Molnar 2004) increased in the Early Pliocene, documenting the shift to wetter conditions at the end of the Messinian salinity crisis. Nevertheless, the exact relationships between climate and erosion remain controversial.

The increase in Pliocene sedimentation rates was attributed by Kuhlemann et al. (2002) to accelerated erosion of the Alpine hinterland, particularly of the Alpine external massifs, which in turn was possibly driven by climate (Willett et al. 2006). Vernon et al. (2008) confirmed this hypothesis finding strong similarities in rates and timing for the exhumation history in the Central and Western Alps. They related the increase of exhumation rates around 5 Ma to the climate-driven erosional unloading. Cederbom et al. (2004) suggested that an intensification of the Gulf Stream led to an increase in atmospheric moisture of the northern hemisphere. They postulated net erosion of at least 6.5 km for the high-topography areas of the Aar massif since ~5 Ma. Willett et al. (2006) attributed enhanced erosion to a more local climatic change, determined by the shift towards wetter conditions in the Mediterranean area following the Messinian salinity crisis. Several other authors emphasized, in other regions, the role of increased climatic instability (Zhang et al. 2001; Molnar 2004) or the inception of glaciations (Hinderer 2001; Ehlers et al. 2006) as mechanisms controlling the morphology, mainly through erosional denudation.

In order to distinguish the influence of tectonics and climate it is necessary to unravel the morphometric evolution of relief. A valid approach consists in the analysis of the thermal setting of the orogen. Recent advances in numerical models of topography-isotherms feedbacks suggest

that, for temperatures below about 200 °C, the isotherms are influenced by the major variations in the overlying topography. Isotherms are compressed underneath the valleys and dilated underneath ridges, following the topography in a dampened manner (Mancktelow and Grasemann 1993, Stüwe et al. 1994). Nevertheless, only major spatial topographic changes, with wavelength of tens of kilometers can produce noticeable effects on isotherm geometry (Braun 2002). Thermal setting at shallow crustal levels is, therefore, sensitive to the large scale topography and, therefore, to the mechanisms controlling it. Hence, low temperature thermochronometers such as fission-track and (U-Th)/He analyses on apatite can provide good constraints to study topographic variations.

In this work, we analyze the latest stage of cooling of the Simplon massif (western-central Alps; Italy and Switzerland) through the combined application of low-temperature thermochronometers [fission-track and (U-Th)/He analyses on apatite] to samples collected (i) during excavation of the Simplon railway tunnel and (ii) from outcrops along the surficial trace of the tunnel. The tunnel was completed in 1906 and passes through the Simplon massif beneath Monte Leone (3553 m a. s. l.; fig 1). The tunnel is nearly horizontal, its elevation ranging between 686 and 634 m over a length of 20 km. The topography above the tunnel is almost symmetrical around the center (fig. 1b). The quite simple morphology and the large amount of both surface and subsurface samples allowed us to constrain in detail the cooling history in the last 10 m. y., and hence the topographic evolution. It was also possible to recognize the signals of tectonics and climate as mechanisms driving exhumation and morphogenesis and to evaluate when such mechanisms were active.

2.3. GEOLOGICAL SETTING

The study area is located in the Central Alps, at the western margin of the Lepontine metamorphic dome. Here a complex nappe stack pertaining to the Pennine realm crops out. The nappe stack includes several nappes made of European continental basement (Antigorio, Lebendum, Monte Leone and Pontis-Berisal nappes) in variable association with their Mesozoic covers and the Valais ophiolitic unit (Sion-Courmayeur Zone, fig. 1). The rocks analyzed in this study suffered a complex structural and metamorphic history since the Middle Eocene (Steck and Hunziker 1994; Merle et al. 1989), reaching peak metamorphism at 35-30 Ma (Jäger 1973; Steck and Hunziker 1994) (27-21 Ma according to Engi et al. 1995). The metamorphic grade in the

Lepontine dome increases from diagenesis in the northernmost sector to amphibolite and even granulite facies close to the Insubric Line. The deformation history is characterized by NW-verging nappe emplacement from the Middle Eocene and various stages of superimposed folding and backfolding. Structural and thermochronometric data record prolonged folding of the Glishorn-Berisal backfold system, till the Pliocene (Steck 1984; Steck and Hunziker 1994) or even later (Gubler et al. 1981). The post nappe-stack tectonic exhumation of the Penninic units was accommodated by the Simplon low-angle detachment which borders the Lepontine dome to the west (Mancktelow 1985, 1992). The Simplon fault zone is a top-to-the-west detachment about 30 km long which comprises a 1-2 km thick mylonite exposed within the footwall with SW-NE-oriented stretching lineations (Mancktelow 1985, 1987; Mancel and Merle 1987; Mancktelow and Pavlis 1994; Steck and Hunziker 1994; Keller et al. 2006). The shear zone separates amphibolite (footwall) from greenschist (hanging-wall) facies rocks (Steck and Hunziker 1994; Grosjean et al. 2004). The degree of mylonitization into the footwall decreases into sporadically overprinted polydeformed gneisses and schists. On the contrary, brittle structures showing kinematics coherent with the Simplon Fault Zone extend down to 10 km in the footwall, with mainly NW-SE- and WNW-ESE-striking normal fault systems and NE-SW-striking transtensional fault systems (Mancktelow 1985; Wawrzyniec et al. 1999; Grosjean et al. 2004).

Exhumation in the Simplon area was dominated by extension along the Simplon detachment fault which is well constrained also by fission-track data and begun in the latest Oligocene (Bistacchi and Massironi 2000) or even later (Hubbard and Mancktelow 1992). Based on numerical simulation of the cooling history of the Lepontine Dome, Grasemann and Mancktelow (1993) suggested that the highest rate of tectonic denudation (about 1 mm/a) was reached at 18-15 Ma. Exhumation in the footwall led to a progressive focusing of the deformation into a 3 - 5 m wide cataclastic and ultracataclastic zone (the Simplon Line, Zwingmann and Mancktelow 2004). The Simplon fault zone accommodated a total along-dip displacement of about 24 km corresponding to a total vertical displacement of 10 km. In the central area, the discrete cataclastic zone accommodated about 3 km of the total vertical displacement (Mancktelow 1992).

A general decrease of the tectonic activity in the last few million years has been proposed by means of structural analysis and fission-track dating (Mancktelow 1992; Sue et al. 2007).

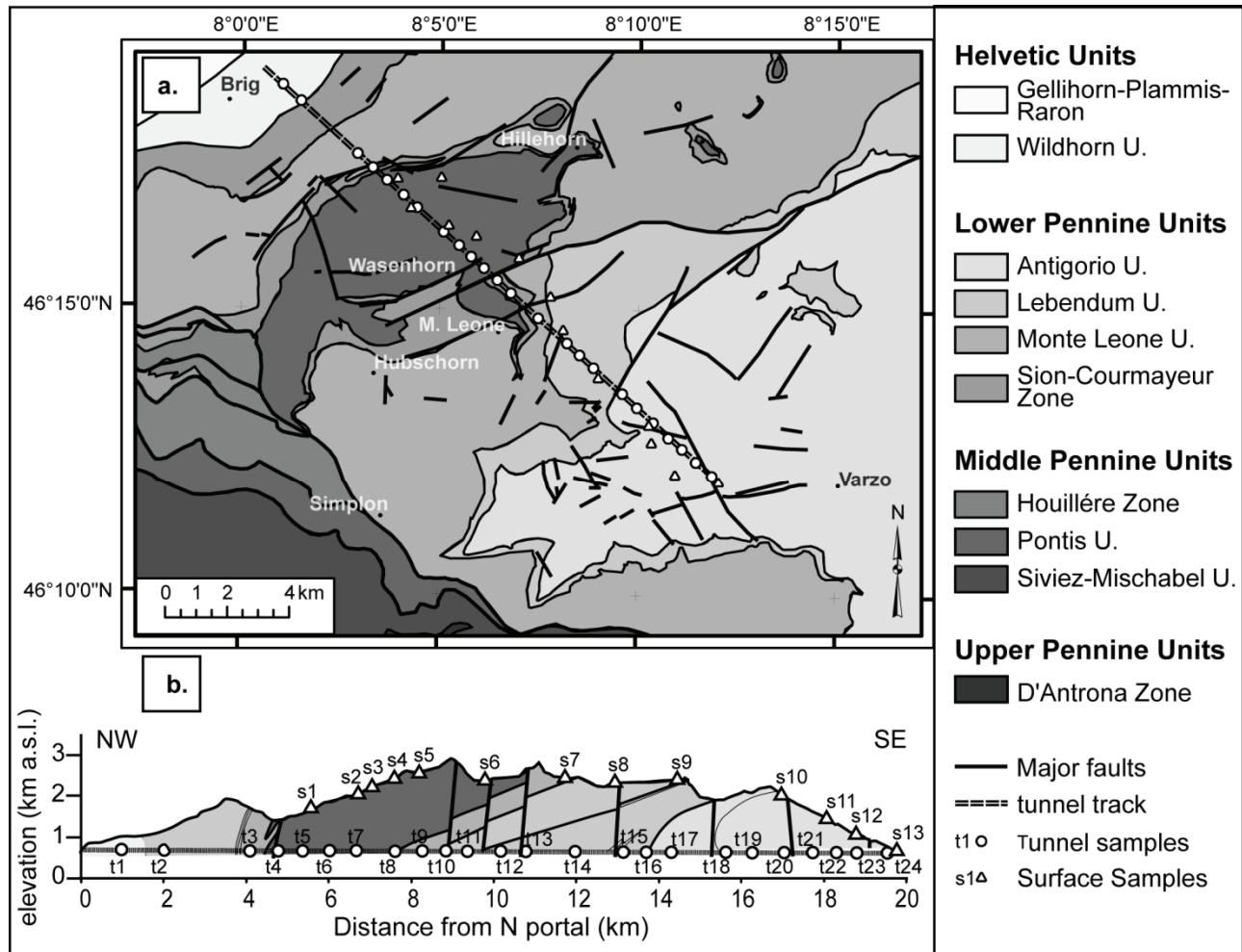


Fig. 1: a) Geo-tectonic map (Steck et al. 1999, modified) with faults (this study) and sample locations. b) Cross section along the tunnel path (Steck, 2005; modified) with major faults mapped and sample locations.

In particular the activity of Simplon Fault Zone decreased noticeably between 14 to 3 Ma with a corresponding exhumation rate of 0.6 mm/s. Mancktelow (1992) argues that just a little displacement of about 500 m has been accommodated by the fault in the last 3 Ma. Brittle structures mainly related to the Simplon Line, generally neglected by previous studies, extend in the footwall far from the Simplon fault zone. During this study we detected in field a number of major structures intersecting the tunnel. High-angle normal faults striking NNW and NW are common to the south whereas sets of normal to transtensional faults striking ENE dominate in the northern sector.

2.4. THERMAL SETTING

During the Simplon tunnel excavation in 1905 water and rock temperatures and water flow

were measured (fig. 2a; Data Repository, Tab. 1). Starting from the northern portal, rock temperature -in most cases in equilibrium with water temperature- increased gradually (fig. 2a). After crossing a hot zone where rock temperatures up to 54°C beneath a 2 km thick rock cover were detected, temperature stabilized around 40°C for about 4 kilometers, while low-permeability gneissic rocks were being excavated. Proceeding southwards, rock temperature gradually decreased when approaching more permeable metasedimentary rocks. At km 15.7, the permeability increases abruptly for the presence of a broad fault damage zone where the highest water flow, up to 1200 l/s, was measured (Shardt 1905). The abundant water flow reduced noticeably the rock temperature to 18.2°C. South of the fault zone, the temperature increased again to about 30°C. Excluding local anomalies the temperature profile mimics the topography in a smoothed fashion (fig. 2a).

2.5. ANALYTICAL TECHNIQUES

Fission-track (AFT) and (U-Th)/He (AHe) analyses of apatite grains were used during this study. The results of these two methods give the time of cooling through the closure temperature (T_c) of the respective thermochronometric systems. The T_c for both AFT and AHe systems depend essentially on the cooling rate (Dodson 1973) which, in turn, depends on the thermo-tectonic evolution. As the obtained cooling ages are different, T_c for the same thermochronometric system slightly changes for each sample. In this study, calculation of single closure temperatures was made by using the software AGE2DOT (Brandon et al. 1998). Obtained values range around 110°C for the AFT system and 65°C for the AHe system (see Data Repository Tables 2 and 3). However, AFT and AHe systems are both sensitive to large temperature ranges. In fact, the Partial Annealing Zone of fission tracks (PAZ; Wagner and Van den Haute 1992) spans between 120°C and 60°C, whereas the Partial Retention Zone for AHe system (PRZ; Wolf et al. 1998) ranges roughly between 60 and 40 °C. Both PAZ and PRZ temperature ranges are not unequivocally defined but, as the T_c , depend on geologic conditions and local tectonic history.

In this work, we analyzed 24 samples collected along the tunnel and 13 samples from outcrops, along the vertical projection of the tunnel path (hereafter the sample location is indicated as kilometric distance from the northern portal; fig. 1). Most samples met quality requirements for both AFT and AHe dating techniques, although grains are generally small (most have half-widths of 35-50 μm), and many have very low U and Th (Table 3 in Data Repository).

Seven samples, between km 6.6 and 10.8, were collected at temperature higher than 40 °C, therefore inside the AHe PRZ. Five of these latter samples were dated with the AHe method; their age may only be loosely interpreted as closure ages because fast He diffusion processes could have been active at the time of sampling. In all the other cases, the samples were collected at temperature below the limit of retention of AFT and AHe systems.

2.6. THERMOCHRONOLOGIC RESULTS

2.6.1. APATITE FISSION-TRACK DATA

AFT ages of surface samples range from 5.0 ± 1.7 Ma to 13.8 ± 2.7 Ma (see tab. 2), without any correlation between age and elevation (fig. 2b). The ages show a different pattern on the two sides of Monte Leone. Along the northern flank, the ages have a random distribution, with the youngest ages located close to the summit of Monte Leone. South of it, the ages are more uniform, ranging from 9.9 ± 1.9 Ma to 13.8 ± 2.7 Ma (tab. 2), with a mean at about 12 Ma.

AFT ages of tunnel samples are, as expected, always younger than those of vertically corresponding surface samples, and range from 2.6 ± 0.9 Ma to 7.2 ± 1.9 Ma (fig. 2b). The youngest ages are recorded along the northern portion of the tunnel. They increase slightly towards the center. No distinguishable trend is present in the southern half of the dataset. As shown in figure 2b, there is no correlation with the overlying topography since the ages are randomly scattered around an average value of 5.1 Ma.

2.6.2. (U-TH)/HE DATA

AHe data from surface samples range from 1.4 ± 4.3 Ma to 8.2 ± 4.6 Ma (see tab. 3 and fig. 2c). Overall, samples taken at higher elevations yielded older ages; however there is no precise correlation between age and elevation. In particular, samples between km 11 and km 15 have similar elevations but show largely different ages, ranging from 2.2 ± 0.8 Ma to 5.4 ± 1.0 Ma (tab. 3). Furthermore, samples coming from the southernmost slope of the massif have a large difference in elevation (about 1800 m) whereas the ages range randomly from 3.3 ± 0.9 Ma to 6.0 ± 1.6 Ma. The AHe ages of the samples taken along the tunnel are tightly clustered (mean AHe age = 2.0 ± 0.2 Ma), with ages of individual samples ranging from 0.8 ± 0.2 Ma to 3.6 ± 1.9 Ma (fig. 2c). (The only exception is the northernmost sample –located at shallow depth and close to the hinge

of the Glishorn antiform- which yielded an age of 11.3 ± 1.0 Ma).

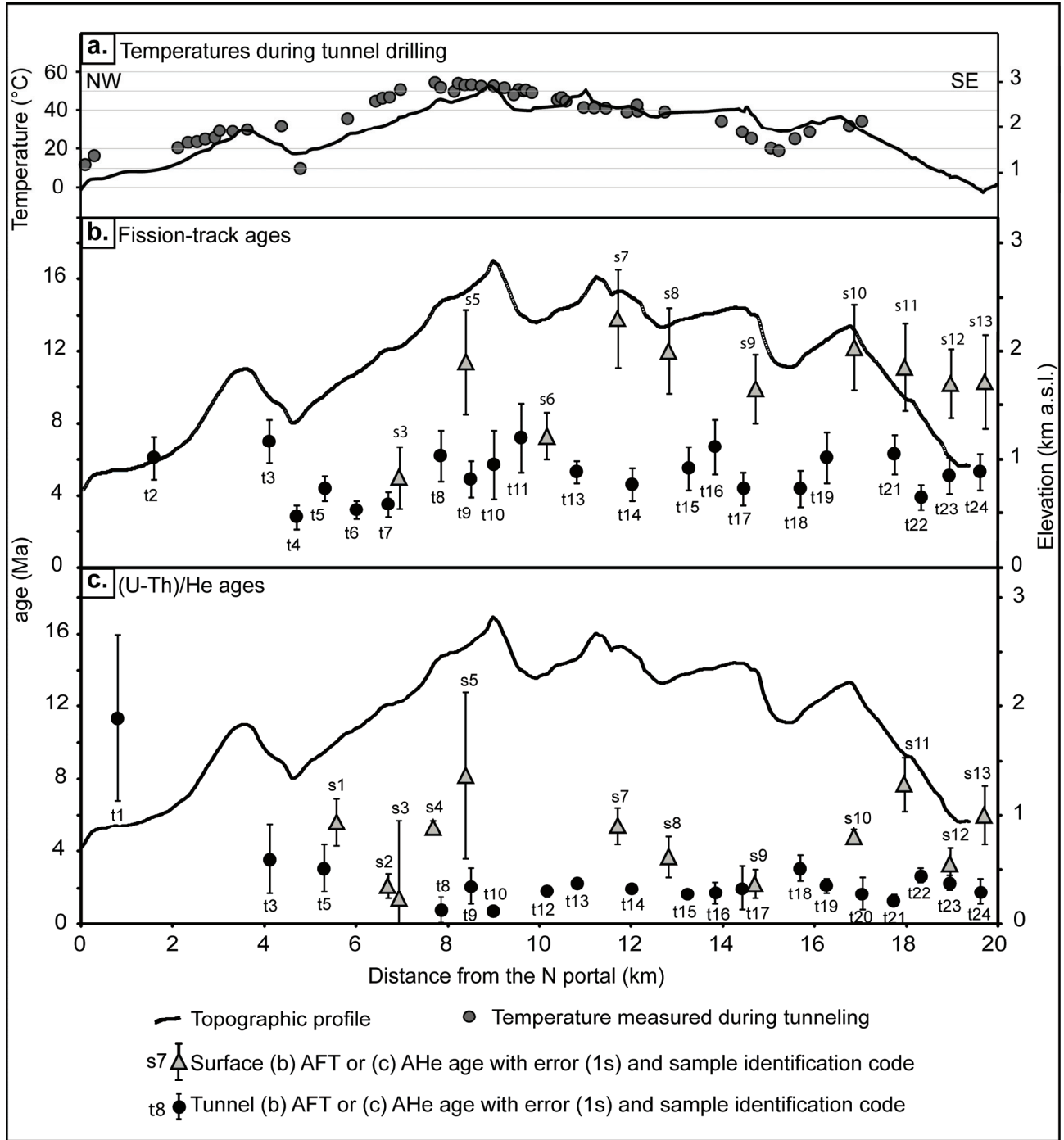


Fig. 2: a) Temperature profile measured during tunnel drilling (Schardt, 1905; Maréchal et Perrochet, 2001) with topographic profile; b) AFT ages from samples collected along the tunnel (black circles) and on surface (grey triangles), with topographic profile; c) AHe ages from samples collected along the tunnel (black circles) and on surface (grey triangles), with topographic profile.

The youngest AHe ages were detected beneath the highest relief but, also in this case, correlation between age and topography is very weak or absent. Sample t18 (km 15.7) yielded an

age of 3.1 ± 0.7 Ma, older than those yielded by the nearby samples. Such sample was collected along a broad fault damage zone where the highest flow of cold water was recorded during tunnel excavation.

2.7. COOLING RATES ESTIMATES

2.7.1. METHODS

Age data obtained from apatite fission-track and (U-Th)/He analyses were used to calculate the cooling rates (CR) for the last ~10 m.y. using the following two equations:

$$CR_{(AFT - AHe)} = (T_{CAFT} - T_{CAHe}) / (t_{AFT} - t_{AHe}) \quad (1)$$

$$CR_{(Tc - Tm)} = (Tc - Tm) / t \quad (2)$$

where T_{CAFT} and T_{CAHe} are the closure temperatures of the AFT and AHe thermochronometers, respectively; t_{AFT} and t_{AHe} are the AFT and AHe ages, respectively; Tc is the closure temperature of the thermochronometer; Tm is the rock temperature measured during drilling; t is the thermochronometer age. The closing temperatures used for the calculations were obtained using the AGE2EDOT software (Brandon 1998), with input thermal parameters according to Kohl (1999) (see Data Repository for details).

Equation (1) was used for calculating the cooling rates for the time interval between AFT and AHe ages. Equation (2) was used for calculating the cooling rates for the time interval between the AHe ages and the present, or, alternatively, between AFT age and the present, where AHe ages were unavailable. The cooling rates thus obtained are simple averages between couples of values and clearly do not exclude more complex cooling paths. The approximation of the average cooling rates is even less precise where only AFT ages are used since they provide older ages and refer to higher closure temperatures.

Outcrop samples are often located directly above the tunnel samples or close to their projections on the surface. Virtually all tunnel and corresponding surface samples were not separated by any significant fault (figs 1a, b). The following equation could then be applied in order to calculate the temperature $T_{\Delta h}$ at depth Δh below the surface at the closure time:

$$T_{\Delta h} = T_{sc} + \Delta T \quad (3)$$

$$\text{where } \Delta T = \Delta h \cdot G \quad (4)$$

where Δh is the vertical distance between surface and tunnel samples; G is the geothermal gradient assumed at 25°C/km (Kohl 1999); ΔT is the temperature increase with depth Δh ; T_{sc} is the closure temperature of the surface sample for the applied thermochronometer. The derived temperature was then used to calculate cooling rates between tunnel and surface ages with the following equation:

$$CR = (T_{\Delta h} - T_t) / (t_s - t_t) \quad (5)$$

where T_t is the closure temperature of the oldest tunnel age (in most cases the AFT age); t_s is the age of surface sample; t_t is the age of the tunnel sample.

For each cooling rate the uncertainties are obtained propagating the age uncertainty to the cooling rates applying the following equation:

$$\sigma_{CR} = (\sigma_1^2 + \sigma_2^2)^{1/2} / (t_1 - t_2) \cdot CR \quad (6)$$

where σ_{CR} is the error of the cooling rate; σ_1 and σ_2 are the errors of the ages t_1 and t_2 (with $t_1 > t_2$); CR is the cooling rate value. The errors calculated with the equation 6 correspond to one standard deviation.

2.7.2. RESULTS

The cooling rate dataset is constituted by 54 values ranging between 2.78°C/Ma and 45.27°C/Ma and spanning the time between the oldest surface AFT age (13.8 ± 2.7 Ma) and the youngest tunnel AHe age (0.8 ± 0.2 Ma). Each cooling rate value characterizes the time range given either by the difference in age between surface and tunnel samples or by the differences between AFT and AHe ages on the same sample. Only four samples were excluded from calculations either because the difference between surface and tunnel ages was too small (i.e. between sample s9 and t17; fig. 2c), or because the temperature $T_{\Delta h}$, referred to the surface ages resulted lower than the closure temperature reached by tunnel samples in more recent times (i.e. samples t9, t14 and t21 and their corresponding surface samples s5, s7 and s11). Those anomalies are probably due to some approximations in thermal parameters or to large age uncertainties.

Excluding these few anomalies, the cooling rate for each sample was plotted against time and they showed a general increase in cooling rates in the last m.y. for most of the samples (fig. 3). For graphical needs all the data were grouped in fig. 3 in order to show in a synthesized way what was observed for each sample. The increase in cooling rates starts around 5 Ma when the cooling rates double to ~ 20 °C/Ma. Faster cooling rates (up to ~ 35 °C/Ma) were recorded between 3 and 1 Ma.

Samples dated with both AFT and AHe analysis constrain the very recent cooling history. In these cases, cooling rates were differentiated in two time slices, at 3 ± 0.2 Ma and 1 ± 0.2 Ma, and plotted against the position along the tunnel (figures 4b and 4a, respectively). The diagrams show that the increase in cooling rate along the transect is not homogenous. At about 3 Ma, cooling rates range between 3.9 and 27.4°C/Ma without correlation with sample position and topography (It is noteworthy that the anomalous

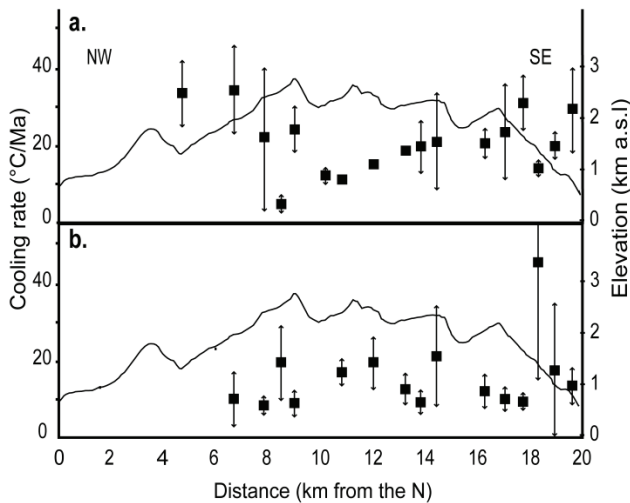


Fig. 4 Cooling rate time slices obtained plotting CR calculated on each sample for the time intervals (a) $1 \pm 0.2 - 0$ Ma and (b) $3 \pm 0.2 - 2$ Ma, as function of their position along the tunnel.

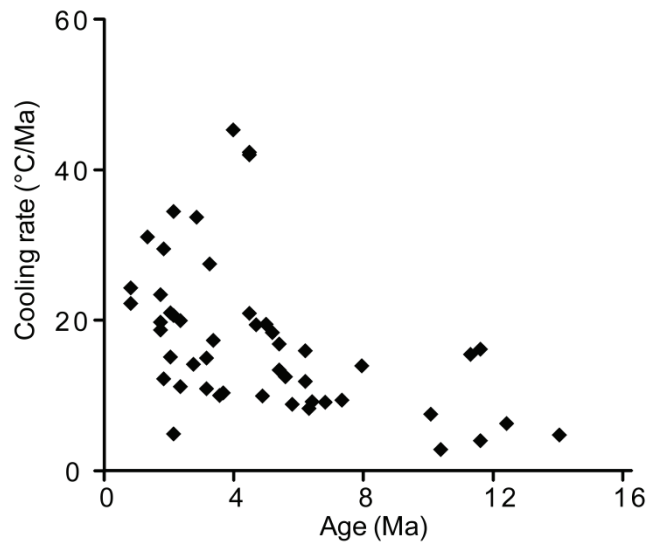


Fig. 3: Summarizing CR/age plot of all measurements performed on all samples. CR are averages calculated for periods of which, for graphical needs, only the time of onset has been plotted as age of the CR.

value detected at the km 18.3 yields a very high uncertainty of 67%, 1σ). On the contrary, during the last 1 Ma, the highest cooling rates have been calculated under the valleys (up to 34.4 °C/Ma on the northern side and 31.0 °C/Ma along the southern one), whereas they are remarkably lower in the central portion of the transect.

2.8. DISCUSSION

Our dataset lacks any significant correlation between AFT and AHe ages and

topography, especially if the surface samples are considered. Also sampling along a vertical profile does not show any significant age-elevation relationship (e.g. see samples s10, s11, s12, s13; Data Repository). These facts could be related to either (i) some variations of the relief during exhumation or (ii) faulting.

(i) It is well known that the shape of shallow isotherms (<200 °C), and hence the age distribution, can be affected by major topographic spatial changes if the relief wavelength (i.e. the mean distance between two main ridges or valleys) is in the order of tens of kilometers, whereas they are almost insensitive to topographic spatial changes of smaller magnitude (Braun 2002). In our case, age variations (figures 2b and 2c) have a wavelength of ~2 km, much shorter than what is required to affect isotherms and, hence, age pattern.

(ii) In most cases the age gaps correspond to samples collected across significant fault zones mapped during this study (compare figures 1b and 2b, c). The larger variations are shown by AFT and AHe surface ages, suggesting that the faults were active during the cooling of these samples. Faulting is indicated also by AFT age distribution in the tunnel, which delineates groups of coherent ages separated by major faults. Such faults have been relatively inactive from about 2 Ma as there are no significant variations in the tunnel AHe ages (mean \pm standard deviation = 2 ± 0.2 Ma) .

Two local age anomalies occur in the AHe tunnel dataset at km 0.8 and km 15.7. The first one is represented by the oldest AHe tunnel age (11.3 Ma, figure 2c). The sample (t1) was collected very close to the surface (~200 m depth), at the base of the Sion-Courmayeur Zone, close to the hinge of the Glishorn anticline (Steck 2005) which was active during the normal faulting along the Simplon Fault Zone (Mancktelow 1992; Keller et al. 2005). The relatively old age of the sample may be explained with the forced exhumation related to back-folding which was concurrent to normal faulting along the Simplon Fault Zone (Mancktelow 1992; Keller et al. 2005). The deformation of the Glishorn anticline started before 10 Ma and fastest exhumation rates should be recorded close to the fold hinge (Steck & Hunziker 1994). However, also considering the sampling position and the local geological complexity, this age remain ambiguous because it requires a very slow cooling after 11 Ma and, hence, a lack of local deep erosion not confirmed by preexisting data. The second anomaly (t18) (figure 2b) is less evident and is most likely related to cold water circulation along a fault damage zone (Schardt 1905; Marechal and Perroché 2001) locally altering the thermal setting.

Considering that rock-temperature measurements during tunnel drilling indicated that the isotherms followed the topography (Schardt 1905), AHe analysis of tunnel samples should then have resulted in a regular age pattern, with ages progressively younger toward the deepest portions of the tunnel. Such age distribution should have been enhanced further considering that the samples collected in the deepest portions of the tunnel fall within the AHe PRZ, and hence their cooling ages should have been even younger because He diffusion was more rapid until sampling. Instead, AHe ages obtained during this study contradict this theoretical age distribution. In fact, their remarkable uniformity indicates that (i) virtually all tunnel samples cooled synchronously below the AHe closure temperature at about 2 Ma, thus implying that the Simplon massif underwent wholesome exhumation, and (ii) at 2 Ma the closure isotherm –and hence the overlying topography- were roughly flat. We can then conclude that the present-day topography has been formed after 2 Ma.

Most thermochronological studies of the Lepontine area focused on tectonic exhumation driven by the Simplon detachment during the Miocene and somehow neglected the last stages of exhumation. However, significant conclusions on these later stages can be reached by integrating our dataset with preexisting studies. If we consider that the Simplon Line experienced very little displacement since ~3 Ma (about 500 m; Mancktelow 1992), we can exclude tectonics as a major controlling process of exhumation in the last m.y. In contrast, we suggest that the mechanisms driving the enhanced exhumation shown by our results must derive from an improved efficiency of the erosive processes which could have overprinted the tectonic effects at the Simplon footwall.

Along the entire transect, regardless of sample positions, our calculations show a general increase of the cooling rates around 5 Ma (fig. 3). The data contrast with the decrease in tectonic-related exhumation in the last few million years indicated by Grasemann and Mancktelow (1993) and Mancktelow (1992) for the Lepontine Dome. On the other hand, this major variation in the cooling history is coincident with important climatic changes. By analyzing the sediment budget in the peripheral basins, Kuhlemann et al. (2001) documented a doubling of erosion rates between 6 and 4 Ma in the Swiss and Western Alps. Cederbom et al (2004) show the same timing for enhanced erosion in the North Alpine Foreland Basin. Willett et al. (2007) linked the increase of erosion to the climate change to wetter conditions at the end of the Messinian salinity crisis. Our dataset confirms in part these hypotheses, but also shows a further increase of the cooling rates

well after 5 Ma as the highest values are recorded between 3 and 1 Ma (Fig. 3). The climate changes related to the Messinian salinity crisis can be the appropriate mechanism to justify an acceleration of rock cooling since about 5 Ma but it cannot explain more recent changes in cooling history.

The last recorded increase in cooling rates can be better explained by more recent drastic climatic change such as the onset of glacial cycles in the northern hemisphere (Ravelo et al. 2004), calculated by Raymo (1994) and Haug et al. (1999) at 2.7-2.4 Ma. Benthic oxygen isotopic records (Lisiecki and Raymo 2005) confirm this age assignment. The oldest glacial deposits found in the Alpine peripheral basins formed in the same period (Bini 1997; Zuccoli 2000). The abrupt increase in erosion rates related to the activity of glaciers and the enhanced climatic instability could be also responsible for the simultaneous cooling of tunnel samples below about 60 °C, thus explaining the uniformity of the AHe tunnel ages (mean = 2.0 ± 0.2 Ma) (figure 2c). In addition the cooling rates at 1 Ma are related to the topography and increase towards the two major valleys (Fig 4a). These increased rates indicate a focusing of the erosive processes in the valley which have led to the shaping of the present-day topography and initiated between 3 and 1 Ma, but most probably after about 2 Ma, because the tunnel AHe ages do not record any topographic imprint.

Several authors agree that glacial-interglacial cycles have stronger erosive force than rivers in shaping the topography (Brozovic et al. 1997; Molnar and England 1990; Brocklehurst and Whipple 2002; Montgomery 2002). The present-day topography of the Simplon Massif is the result of a complex set of processes mainly controlled by recent climate changes which were able to gradually override the effect of tectonics over the last 5 Ma.

2.9. CONCLUSIONS

Combined AFT and AHe thermochronometry along the Simplon railway tunnel give some primary information about the latest stages of rock cooling history. The data place important constraints on the complex interactions between climate and tectonics over the last 10 m.y., as well as on the timing of development of present-day topography. The first stage of rock cooling was characterized by relatively low rates ($\sim 10^\circ$ C/km) and was strongly influenced by the activity of high-angle normal-to-transensional faults at the Simplon detachment foot-wall. The tectonic influence on exhumation during this first stage is well documented by thermochronological data until at least 3 Ma. Our study indicates clearly an increase in cooling rates during the last 5 Ma, in

contrast with the oft cited decrease in tectonic activity in the last few millions years (e.g. Mancktelow 1992; Grasemann and Mancktelow 1993). We argue that after 5 Ma the erosion induced by the climatic shift to wetter conditions became progressively influent in the exhumation process. The climatic signal completely overrode the tectonic effects after about 2 Ma, when the onset of glaciations in the northern hemisphere generated a period of climatic instability. The frequent climatic variations and the power of the glacial excavations led to enhanced erosion in valleys, as recorded by our thermochronological data. This led to the development of the present-day topography.

2.10.ACKNOWLEDGEMENTS

Special thanks go to G. D. Borel, Director of the Musée Cantonal de Géologie of Lausanne, who graciously granted access to the Simplon Tunnel sample collection. The manuscript benefited from constructive and thought-provoking discussions with Peter Reiners who helped us also during the AHe age determinations, together with Stefan Nicolescu. We are deeply grateful to both. B. Della Vedova kindly provided additional thermal data for the studied area. This research was funded by MIUR.

REFERENCES

- Beaumont C, Kooi H, Willett S (1999) Coupled tectonic-surface process models with applications to rifted margins of collisional orogens, in: Summerfield, M. (Ed.), *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley and Sons Ltd, New-York, 29-55
- Bini A (1997) Stratigraphy, chronology and palaeogeography of Quaternary deposits of the area between the Ticino and Olona rivers (Italy-Switzerland), *Geol Insub* 2, 21-46
- Bistacchi A, Massironi M (2000) Post-nappe brittle tectonics and kinematic evolution of the northwestern Alps: an integrated approach. *Tectonophysics* 327, 267-292
- Brandon MT, Roden-Tice MK, Garver, JI (1998) Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State. *Geol Soc Am Bull* 110, 985-1009
- Braun J (2002a) Estimating exhumation rate and relief evolution by spectral analysis of age-elevation datasets. *Terra Nova* 14, 210-214
- Braun J (2002b) Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships. *Earth Planet Sci Lett* 200, 331-343
- Braun J (2005) Quantitative constraints on the rate of landform evolution derived from low-temperature thermochronology, in: Reiners, P. W., Ehlers, T. A. (Eds.), *Low-temperature Thermochronology - Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Mineral Soc Am - Geochem Soc, 351-374
- Breath P (1973) Simplon, scale 1:25.000. *Geologischer Atlas der Schweiz*. 61, 1309
- Brocklehurst SH, Whipple KX (2002). Glacial Erosion and Relief Production in the Eastern Sierra Nevada, California. *Geomorphology* 1-2, 1-24
- Brown R, Summerfield MA, Gleadow A (1994) Apatite fission track analysis; its potential for estimation of denudation rates and implication for models of long-term landscape development, in: Kirby, M. (Ed.), *Process Models and Theoretical Geomorphology*. John Wiley and Sons Ltd, New York, 23-53
- Brozovic N, Burbank DW, Meigs AJ (1997) Climatic limits on landscape development in the northwestern Himalaya. *Science* 276, 571-574
- Burri M, Frank E, Jeambourquin P, Labhart T, Liskay M, Streckeisen A (1994) Brig, scale 1:25.000. *Geologischer Atlas der Schweiz* 93, 1289
- Cederbom CE, Dinclair HD, Schlunegger F, Rahn MK (2004) Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. *Geology* 32/8, 709-712
- Ehlers T, Willett S, Armstrong P, Chapman D (2003) Exhumation of the central Wasatch Mountains, Utah: 2 thermokinematic model of exhumation, erosion and thermochronometer interpretation. *J Geophys*

Res 108/B3, ETG12.1-ETG12.18

- Ehlers TA, Farley KA, Rusmore ME, Woodsworth GJ (2006) Apatite (U–Th)/He signal of large-magnitude accelerated glacial erosion, southwest British Columbia. *Geology* 34, 765-768
- Engi M, Todd CS, Schmatz DR (1995) Tertiary metamorphic conditions in the eastern Lepontine Alps. *Schweiz Mineral Petrol Mitt* 76, 347-369
- Grasemann B, Mancktelow NS (1993) Two-dimensional thermal modelling of normal faulting: the Simplon Fault Zone, Central Alps, Switzerland. *Tectonophysics* 225, 155-165
- Green PF, Duddy IR, Laslett GM, Hegarty KA, Gleadow AJW, Lovering JF (1989) Thermal annealing of fission track in apatite 4. Quantitative modeling techniques and extension to geological timescales. *Chem Geol* 79, 155-182
- Grosjean G, Sue C, Burkhard M (2004) Late extension on the vicinity of the Simplon fault zone (central Alps, Switzerland). *Eclogae Geol Helv* 97, 33-46
- Gubler E, Kahle HG, Klingele E, Müller S, Olivier R (1981) Recent crustal movements in Switzerland and their geophysical interpretation. *Tectonophysics* 38, 297-315
- Harrison TM, Zeitler PK (2005) Fundamentals of noble gas thermochronometry, in: Reiners, P. W., Ehlers, T. A. (Eds.), *Low-temperature Thermochronology - Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Mineral Soc Am - Geochem Soc pp. 123-149
- Haug GH, Sigman DM, Tiedemann R, Pedersen TF, Sarinthein M (1999) Onset of permanent stratification in the subarctic Pacific. *Nature* 401, 779-782
- Hinderer M (2001) Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. *Geodin Acta*. 14, 231-263
- House MA, Wernicke BP, Farley KA (1998) Dating topography of Sierra Nevada, California, from (U–Th)/He ages. *Nature* 396, 66-69
- House MA, Wernicke BP, Farley KA, Dumitru TA (1997) Cenozoic thermal evolution of the central Sierra Nevada, California, from (U–Th)/He thermochronometry. *Earth Planet Sci Lett* 151, 167-169
- Hubbard M, Mancktelow NS (1992) Lateral displacement during Neogene convergence. *Geology* 20, 943-946
- Jäger E (1973). Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. *Eclogae Geol Helv*. 66, 11-21
- Keller LM, Fügenschuh B, Hess M, Schneider B, Schmid SM (2006) Simplon Fault Zone in the western and central Alps: Mechanism of Neogene faulting and folding revised. *Geology* 34/4, 317-320
- Kohl T (1999) Transient thermal effects below complex topographies. *Tectonophysics* 306, 311-324
- Krijgsman W, Hilgen FJ, Raffi I, Sierro FJ, Wilson DS (1999) Chronology, causes and progression of the

- Messinian salinity crisis. *Nature Lett* 400, 652-655
- Kuhlemann J, Frisch W, Dunkl I, Kazmer M (2002) Post-collisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control. *Int J Earth Sci.* 91, 818-837
- Lisiecki LE, Raymo ME (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Pleocanography* 20/PA1003, 1-17
- Mancel P, Merle O (1987) Kinematics of the northern part of the Simplon ine (Central Alps). *Tectonophysics* 135, 265-275
- Mancktelow NS (1985) The Simplon Line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. *Eclogae Geol Helv* 78/1, 73-96
- Mancktelow NS (1987) Quartz textures from the Simplon Fault Zone, southwest Switzerland and north Italy." *Tectonophysics* 135, 133-153
- Mancktelow NS, Pavlis TL (1994) Fold-fault relationships in low-angle detachment systems. *Tectonics* 13/3, 668-685
- Mancktelow NS, Grasemann B (1997) Time dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion. *Tectonophysics* 270, 167-195
- Mancktelow NS (1992) Neogene lateral extension during convergence in the central Alps: Evidence from interrelated faulting and backfolding around Simplonpass (Switzerland). *Tectonophysics* 215, 295-317
- Maréchal JC, Perrochet P (2001) Theoretical relation between water flow rate in a vertical fracture and rock temperature in the surrounding massif. *Earth Planet Sci Lett* 194, 213-219
- Merle O, Cobbold PR, Schmid S (1989) Tertiary kinematics in the Lepontine dome, in: Coward, M. P., Dietrich, D., Park R. G. (Eds.), *Alpine Tectonics*. *Geol Soc Spec Pub* 45, 113-134
- Molnar P 2004. Late Cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment: How might climate change have affected erosion rates? *Annual Reviews - Earth Planet Sci* 32, 67-89
- Molnar P, England P (1990) Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature* 346, 29-34
- Montgomery DR (2002) Valley formation by fluvial and glacial erosion. *Geology* 30/11, 1047-1050
- Ravelo AC, Andreasen DH, Lyle M, Lyle AO, Wara MW (2004) Regional climate shifts caused by gradual global cooling in the Pliocene epoch. *Nature* 429, 263-267
- Raymo ME (1994) The initiation of northern hemisphere glaciation. *Ann Rev Earth Planet Sci* 22, 353-383
- Reiners PW, Ehlers TA, Mitchell S, Montgomery D (2003) Coupled spatial variations in precipitation and long-term erosion rates across the Washington Cascades. *Nature* 426, 645-647
- Schardt H (1905) Les résultats scientifiques du percement du Tunnel du Simplon. *Géologie - hydrologie - thermique*. *Bulletin technique de la Suisse romande*. Tirage à part, 1-56

- Steck A (2005) Géologie du Massif du Simplon. In: Simplon, Histoire - Géologie – Minéralogie. Bernard et Suzanne Tissières Fondation, Martigny. 41-59
- Steck A (1984) Structure de déformation tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). *Eclogae Geol Helv* 77, 55-100
- Steck A, Bigioggero B, Dal Piaz GV, Escher A, Martinotti G, Masson H (1999) Carte tectonique des Alpes Suisse occidentale et des régions avoisinantes, scale 1:100.000. Carte géologique spéciale 123
- Steck A, Hunziker J (1994) The Tertiary structural and thermal evolution of Central Alps - compressional and extensional structures in an orogenic belt. *Tectonophysics* 254, 229-254
- Stüwe K, White L, Brown R (1994) The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis. *Earth and Planet Sci Lett* 124, 63-74
- Sue C, Delacou B, Champagnac JD, Allanic C, Burkhard M (2007) Aseismic deformation in the Alps: GPS vs. seismic strain quantification. *Terra Nova* 19, 182-188
- Vernon AJ, van der Beek PA, Sinclair HD, Rahn MK (2008 in Press) Increase in late Neogene denudation of the European Alps confirmed by analysis of fission-track thermochronology database. *Earth and Planet Sci Lett* 14.
- Wagner GA, Van den Haute P (1992) Fission track dating. Kluwer Academy, Norwell
- Wawrzyniec T, Selevrstone J, Axen J (1999) Correlation between fluid composition and deep-seated structural style in the footwall of the Simplon low-angle normal fault, Switzerland. *Geology* 27, 715-718
- Willett SD, Schlunegger F, Picotti CV (2006) Messinian climate change and erosional destruction of the central European Alps. *Geology* 34, 613-616
- Wolf RA, Farley KA, Kass DM (1998) Modeling of temperature sensitivity of apatite (U-Th)/He thermochronometer. *Chem Geol* 158, 105-114
- Zhang P, Molnar P, Downes WR (2001) Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature* 410, 891-897
- Zuccoli L (2000) Geology of the high plains of Castelseprio and Tradate (Northern Italy). *Ital J Quat Sci* 13, 57-80
- Zwingmann H, Mancktelow NS (2004) Timing of Alpine fault gouges. *Earth Planet Sci Lett* 223, 415-425

CAPITOLO 3

ANALISI STRUTTURALE

3. ANALISI STRUTTURALE

3.1. INTRODUZIONE

L'integrazione dei dati termocronologici con l'analisi strutturale permette di definire i tempi di attivazione delle diverse strutture nell'ambito dell'evoluzione della catena e, al contempo, di valutare gli effetti di queste stesse strutture sulla distribuzione dei dati di età. Ciò permette quindi di discriminare l'influenza della tettonica e quella dei processi di erosione, che possono essere influenzati dal clima, durante l'esumazione.

Come riportato nel capitolo 1, il Massiccio del Sempione è caratterizzato da una complessa storia deformativa iniziata nell'Eocene medio. Tuttavia le età più antiche derivate da questo studio portano a concentrare l'attenzione sulle ultime fasi dell'esumazione, dal Miocene Superiore. In quell'età la porzione di catena indagata era già completamente strutturata e sufficientemente esumata da essere esclusivamente interessata dalle strutture fragili che, quindi, sono state il principale oggetto di indagine. Più precisamente, si è prestata particolare attenzione alle strutture che, intersecando la galleria, possono influenzare la distribuzione delle età. Tale lavoro è stato condotto attraverso una fase preliminare di individuazione delle megastrutture attraverso tecniche di telerilevamento, seguita da una fase di rilevamento in campagna e analisi cinematica.

3.2. ANALISI DELLE STRUTTURE FRAGILI

3.2.1. TELERILEVAMENTO

L'erosione differenziale legata all'intensa fratturazione caratteristica delle zone di danneggiamento (per es. Caine, 1986; Chester e Logan, 1986), permette, spesso, una facile individuazione delle faglie maggiori attraverso l'analisi di foto aeree, immagini satellitari e modelli topografici digitali (DTM e DEM). Tali zone di fratturazione, infatti, favoriscono i meccanismi di morfoselezione e la localizzazione di gole, valli e scarpate. L'elevata permeabilità caratteristica delle zone di danneggiamento o, comunque, le loro diverse proprietà idrologiche influenzano anche la distribuzione ed il tipo di vegetazione. Nell'area in esame, il riconoscimento di tali peculiarità morfologiche e di copertura vegetazionale su riprese aeree e satellitari (per es. Massironi, 1998) ha di ricostruire in modo efficiente il *network* di faglie a scala regionale.

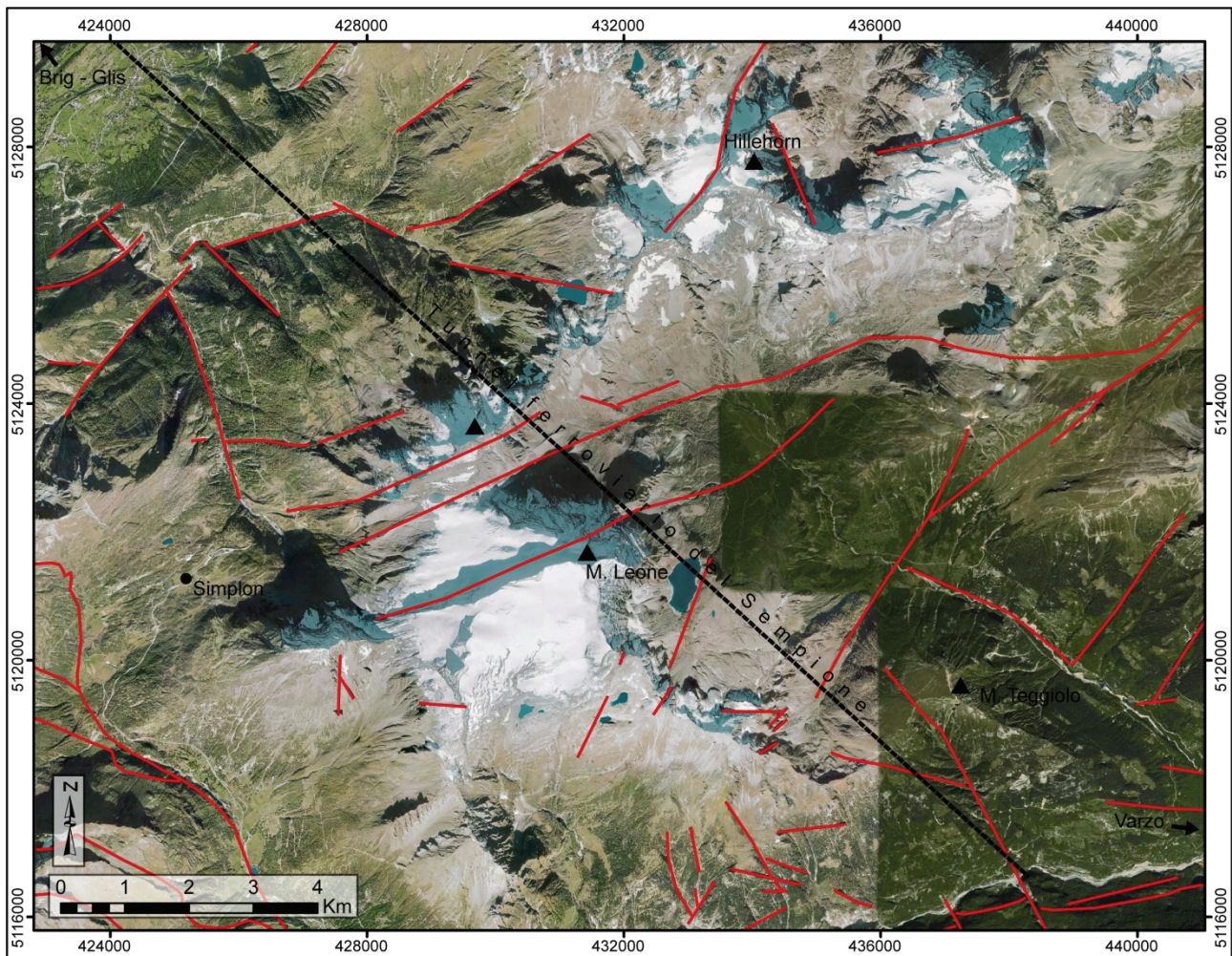


Fig. 3.1: Foto aeree assemblate per l'intera area di studio, con rappresentazione dei lineamenti maggiori individuati (linee rosse), tracciato della galleria e toponimi principali.

Per tale studio sono state utilizzate foto aeree alla scala 1:10.000, il modello topografico digitale (DTM 1:25.000), disponibile per il settore italiano e il modello di elevazione digitale (DEM SRTM 2002) con risoluzione di 3 arcsec (ovvero 90 m). In tal modo è stato possibile riconoscere lo sviluppo delle faglie su aree estese (evidenziate con linee rosse in fig. 3.1 e 3.2) e, di conseguenza, è stato possibile correlarle su lunghe distanze. In alcuni casi è stato possibile anche determinarne il loro sviluppo in tre dimensioni e la loro giacitura. Tale approccio è stato un valido supporto sia nelle fasi preliminari del rilevamento sia in quella di interpretazione dei dati. Infatti, a causa delle proprietà meccanniche/tessiturali (gouge, cachiriti e brecce incoerenti) delle rocce di faglia che caratterizzano i *core*, le zone di faglia di maggiore importanza in genere non affiorano continuità e, ove affioranti, spesso sono caratterizzate da un ammasso roccioso intensamente fratturato con una distribuzione spesso caotica delle orientazioni dei piani. In tali condizioni il telerilevamento ha permesso di riconoscere l'inviluppo di tali strutture a scala

ettometrico-chilometrica e di individuare siti adatti all'analisi cinematica.

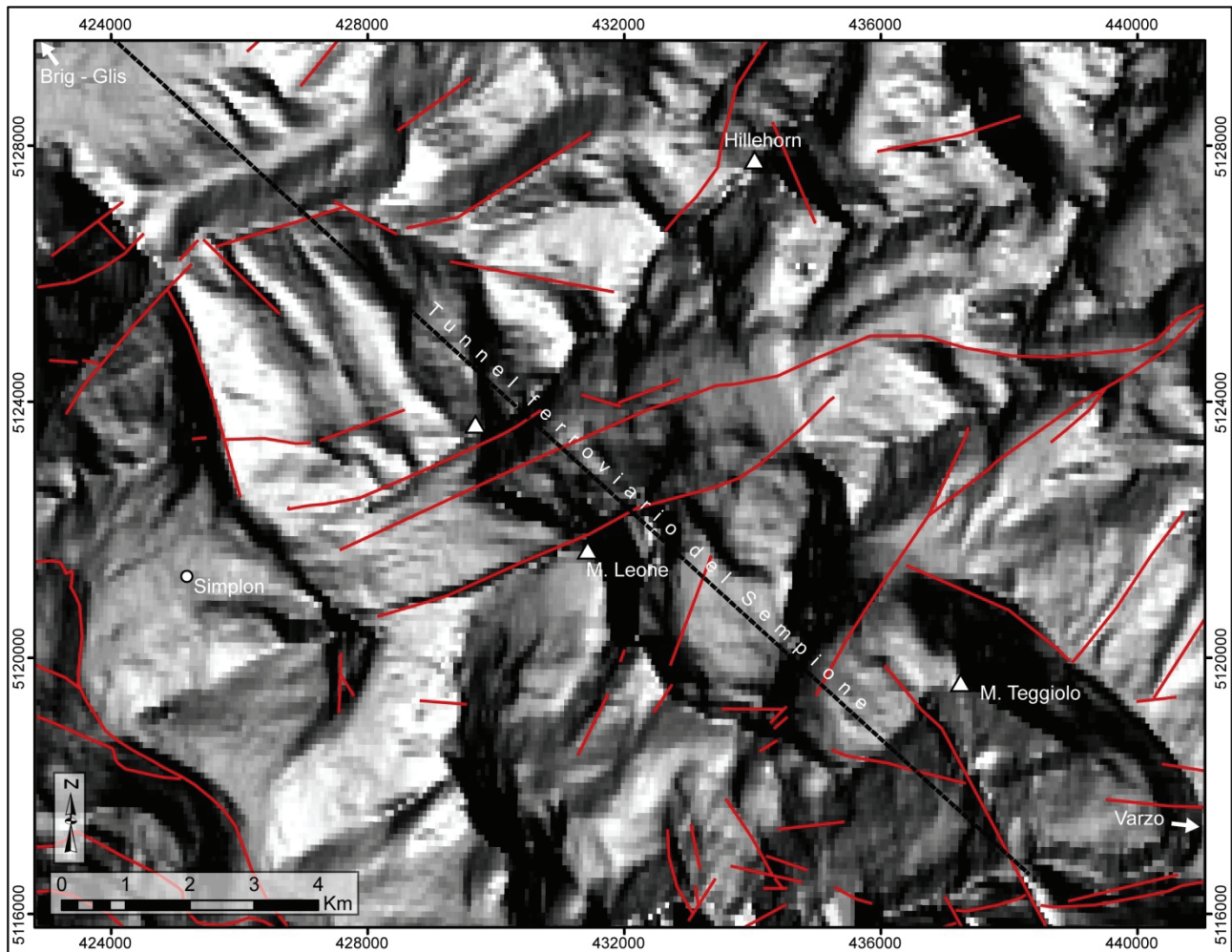


Fig. 3.2: Modello digitale del terreno elaborato attraverso i software RSI Envi e Esri ArcGis (v.9.1), con rappresentazione dei lineamenti maggiori individuati (linee rosse), tracciato della galleria e toponimi principali.

3.2.2. RILEVAMENTO IN CAMPAGNA

L'attività di campagna condotta durante il periodo di studio ha avuto una durata complessiva di circa un mese. Lo scopo principale del rilevamento era la caratterizzazione delle faglie maggiori che intersecano la galleria del Sempione e che, potenzialmente, possono avere effetti sulla distribuzione delle età. A tale fine è stato necessario ricostruire la cinematica delle faglie e i rigetti che esse hanno prodotto. L'analisi cinematica delle strutture incontrate sarà trattata in dettaglio nei paragrafi successivi.

Per i calcoli dei rigetti sono state incontrate numerose difficoltà a causa dell'estesa omogeneità dei litotipi, come nel caso di faglie localizzate nel basamento cristallino, e per

l'elevato grado di deformazione duttile tipico del dominio Penninico. Infatti, la pervasività di foliazioni traspositive spesso rende impossibile l'individuazione di livelli *marker*. In alcuni casi ciò ha impedito la corretta individuazione dei rigetti e, per alcune faglie, non è stato possibile giungere ad alcuna conclusione. Negli altri casi il problema è stato risolto nei modi seguenti:

(i) attraverso la re-interpretazione di carte geologiche pubblicate (Bearth, 1972; Burri et al., 1993; Steck et al., 1999). In molti casi si è notato come le strutture fragili siano state completamente ignorate dagli autori e che i rigetti, evidenti dalla distribuzione areale dei litotipi, erano stati interpretati come il risultato di deformazioni plicative;

(ii) grazie ad informazioni personali gentilmente fornite dal Dott. Sapigni, acquisite nell'ambito d'indagini geognostiche durante le fasi di progetto ed esecuzione degli impianti di ENEL s.p.a.;

(iii) attraverso il rilevamento geologico originale di piccole aree di particolare interesse, volto anche a definire i rapporti di *cross-cutting* tra le varie famiglie di faglie al fine di determinarne le relazioni temporali.

Durante le fasi di rilevamento le strutture quali assi e piani assiali di macropieghe, risultanti da eventi plicativi precedenti all'attività delle faglie fragili, contatti tra le falde e limiti tra i diversi tipi litologici al loro interno, hanno costituito i *marker* utilizzati per la ricostruzione dei rigetti.

3.2.3. ANALISI CINEMATICA DELLE FAMIGLIE FAGLIE

Al fine di raccogliere le informazioni necessarie per il riconoscimento della cinematica delle faglie che intersecano la galleria e per la ricostruzione dei campi di stress che hanno agito sulle stesse, è stata condotta un'analisi della tettonica alla mesoscala (sensu Turner e Weiss 1963).

Le faglie, osservate in campagna e di seguito descritte, comprendono principalmente meso-faglie con proprietà strutturali tipiche dei meccanismi di deformazione fragile frizionale quali sistemi di meso-faglie coniugate, specchi di faglia (*slickensides*), strie, fratture di Riedel, *tension gashes* e fibre su *slickenside* o *tension gashes*. Laddove il *core* sia affiorante, è stata fornita anche una descrizione delle rocce di faglia, mentre il grado di fratturazione nelle *damage zones* è stato valutato in conformità con quanto proposto da Marinos e Hoek (2000) (fig 3.3). Tra le rocce di faglia non sono state analizzate le miloniti poiché originate a pressioni e temperature non

oggetto di questo lavoro. I criteri adottati per la caratterizzazione cinematica delle faglie si basano sull'osservazione delle strutture illustrate nei seguenti sottoparagrafi.

3.2.3.1. SLICKENSIDES

Gli *slickensides* (specchi di faglia), sono strutture caratterizzate da un piano principale molto levigato (fig. 3.4), che si forma inizialmente per rottura fragile, seguita da scorrimento frizionale che provoca la progressiva rettifica del piano. I meccanismi di scorrimento possono essere sia di tipo asismico stazionario, che di tipo sismogenico, secondo un meccanismo di *stick-slip*. Tali strutture sono spesso associate a fratture secondarie che intersecano il piano lungo assi approssimativamente perpendicolari alla direzione di movimento (*slip-vector*; Petit, 1986).

3.2.3.2. STRIE

Le strie sono solchi che si formano per abrasione meccanica da frizione, durante la dislocazione lungo i piani di faglia; esse sono ben visibili lungo gli *slickensides*. In particolare, l'erosione meccanica si genera in seguito all'azione abrasiva di particelle soggette a trasporto forzato, durante il movimento della faglia, o di minerali e clasti particolarmente duri, che sporgono lungo i piani di rottura. Le strie prodotte indicano la direzione del movimento della faglia durante la loro formazione ma, in genere, non forniscono informazioni circa il verso di scorrimento. Tali strutture vanno utilizzate con discrezione poiché forniscono indicazioni solo dell'ultima dislocazione lungo la faglia che, nel caso di faglie riattivate, può differire sensibilmente dallo *slip-vector* totale. Doblas et al. (1997) forniscono una descrizione dettagliata di tali strutture (fig 3.5).

3.2.3.3. MINERALI IN STRIE

Lungo le superfici di faglia si riconoscono spesso minerali cresciuti in fibre quali calcite, quarzo epidoto e clorite, che si formano durante il movimento dei due blocchi in scorrimento e che, con la loro orientazione permettono di ricavare direzione e verso del movimento. I minerali si formano grazie l'allontanamento e lo scorrimento dei blocchi. Tale movimento può generare vuoti che sono poi colmati con la formazione dei minerali. I cristalli crescono sul lato protetto ("sottovento") delle piccole asperità del piano di faglia e di frattura. Essi presentano forma lenticolare e su un lato si raccordano con continuità mentre, dal lato opposto, presentano un gradino di grandezza millimetrica. Con tali indicatori, la direzione del movimento è data

dall'allungamento del minerale mentre il verso è dato dall'orientazione dei gradini come mostrato in figura 3.6.







GEOLOGICAL STRENGTH INDEX FOR JOINTED ROCKS		SURFACE CONDITIONS				
From the lithology, structure and surface conditions of the discontinuities, estimate the average value of GSI. Do not try to be too precise. Quoting a range from 33 to 37 is more realistic than stating that GSI = 35. Note that the table does not apply to structurally controlled failures. Where weak planar structural planes are present in an unfavourable orientation with respect to the excavation face, these will dominate the rock mass behaviour. The shear strength of surfaces in rocks that are prone to deterioration as a result of changes in moisture content will be reduced if water is present. When working with rocks in the fair to very poor categories, a shift to the right may be made for wet conditions. Water pressure is dealt with by effective stress analysis		DECREASING SURFACE QUALITY				
STRUCTURE		↓				
	INTACT OR MASSIVE- Intact rock specimens or massive in-situ rock with few widely spaced discontinuities	90				
	BLOCKY - Well interlocked undisturbed rock mass consisting of cubical blocks formed by three intersecting discontinuity sets	80				
	VERY BLOCKY - Interlocked, partially disturbed mass with multi-faceted angular blocks formed by 4 or more joint sets	70				
	BLOCKY/DISTURBED/SEAMY - Folded with angular blocks formed by many intersecting discontinuity sets. Persistence of bedding planes or schistosity	60				
	DISINTEGRATED - Poorly interlocked, heavily broken rock mass with mixture of angular and rounded rock pieces	50				
	LAMINATED/SHEARED - Lack of blockiness due to close spacing of the weak schistosity or shear planes	40				
		30				
		20				
		10				
		N/A	N/A			

Figura 3.3: Schema per la determinazione del GSI, per la classificazione geomeccanica delle rocce fratturate (da Marinos e Hoek, 2000).

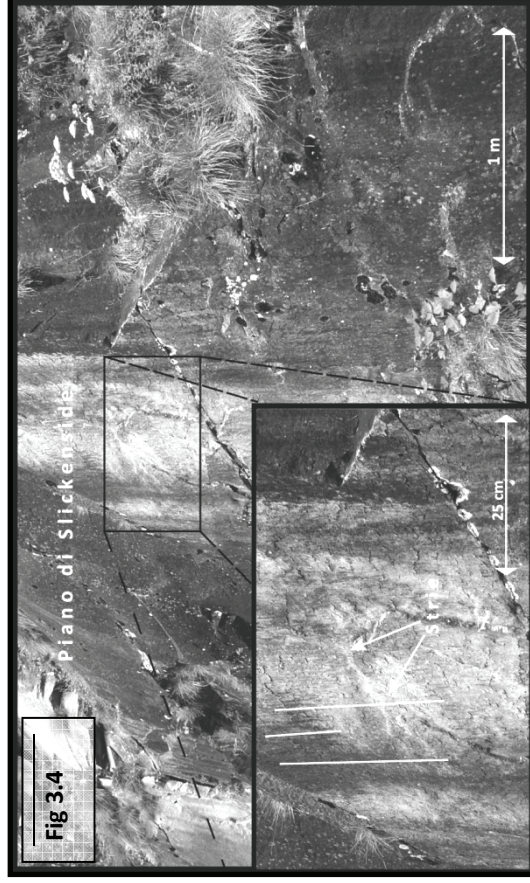


Fig. 3.4: Piano di faglia con slickensides e strie.

Fig. 3.5: Foto di strie su specchi di faglia in (a) marmi e (b) vene di quarzo.

Fig. 3.6: Fotografia di un piano di faglia con quarzo fibroso.

3.2.3.4. SISTEMI DI MESO-FAGLIE E FRATTURE SECONDARIE

Le fratture secondarie sono state classificate in conformità ai lavori classici di Tchalenko e Ambraseys (1970), Wilcox et al. (1973) e Petit (1987), che a loro volta si basavano sulle terminologie adottate da Riedel (1929). La classificazione si basa sull'angolo che tali fratture formano con la direzione di movimento del blocco in cui si trovano, in base al fatto che mostrino o meno evidenze di taglio semplice e in base

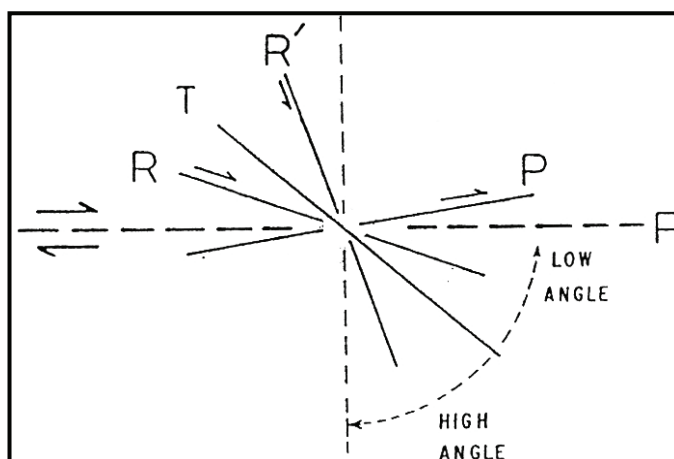


Fig. 3.7: Schema rappresentativo delle fratture secondarie di tipo R, R', T e P (da Petit, 1987).

al verso di taglio (fig. 3.7; Petit, 1987). Queste possono essere divise nelle seguenti classi:

Le T (Tension) sono fratture estensionali aperte, di frequente riempite con minerali talvolta fibrosi; esse non mostrano evidenze di *shear* e formano angoli di circa $150-90^\circ$ con lo *slip vector*;

Le R (Riedel sintetiche) sono fratture di taglio spesso striate, con movimento da *shear* sintetico, che formano un angolo di 165° con lo *slip-vector*;

Le R' (Riedel antitetiche) sono fratture di taglio spesso striate, con movimento da *shear* antitetico, che formano un angolo di circa 105° con lo *slip vector*;

Le P (P sintetiche) sono fratture di taglio spesso striate, con movimento da *shear* sintetico, che formano un angolo di 10° con lo *slip vector*.

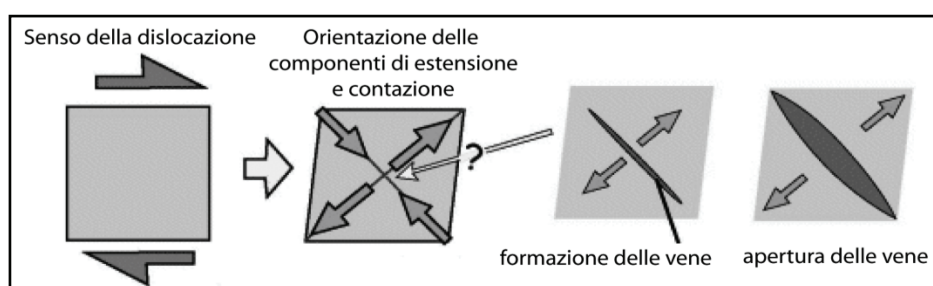


Fig. 3.8 Schema del meccanismo di formazione di vene estensionali tipo *tension gash*.

I dati riguardanti le meso-faglie coniugate sono inseriti nei diagrammi stereografici al pari delle faglie maggiori e sono utilizzati nel

calcolo dei paleo-stress poiché permettono di vincolare maggiormente i tensori dello sforzo rispetto a quanto sarebbe possibile fare utilizzando solo i dati relativi faglie maggiori.

3.2.3.5. TENSION GASHES

Le *tension gashes* sono vene che si formano per estensione progressiva all'interno di zone di taglio. Esse si sviluppano sempre perpendicolarmente alla direzione di massima estensione e parallelamente alla direzione di massima compressione (fig. 3.8) e sono quindi disposte a 45° rispetto alla direzione del taglio. Spesso tali vene si rinvergono in insiemi che presentano una disposizione di tipo *en-echelon* (fig. 3.9).

Dato che lo sviluppo delle vene richiede condizioni termo-bariche superiori a quelle tipiche della sola fratturazione, esse sono considerate conseguenze della deformazione semi-fragile.

Spesso è possibile ritrovare anche sistemi di vene sovrapposte che si formano per localizzazione dello stress lungo le terminazioni delle vene della fase precedente. Queste strutture hanno generalmente direzione ortogonale allo *slip vector*; la direzione di apertura, invece, fornisce il verso della dislocazione (fig. 3.8 e 3.9).

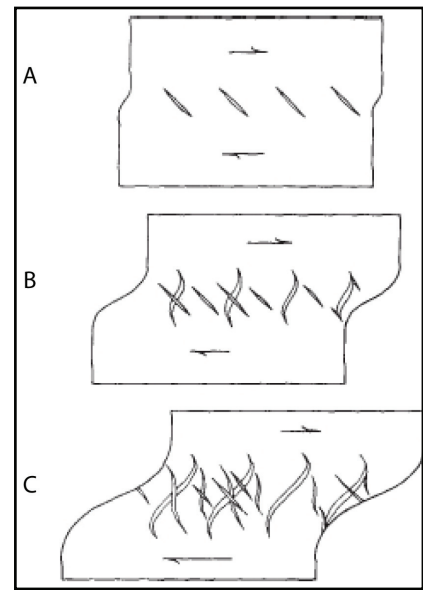


Fig. 3.9: Schema del meccanismo di formazione di più sistemi di vene tipo *tension gash* con arrangiamento *en-echelon*

3.2.4. ANALISI DEI PALEO-STRESS

I metodi e i software per il calcolo dei tensori dello sforzo, associabili a strutture fragili, sono numerosissimi e sono da tempo applicati con successo ai dati di cinematica delle faglie. Tuttavia, se non si verificano le condizioni su cui i presupposti meccanici di tali strutture si basano, la determinazione dei paleo-stress potrebbe divenire inverosimile e quindi fuorviante (Mercier e Vergely, 1992).

La prima assunzione è che i tensori dello sforzo siano spazialmente e temporalmente omogenei in tutto l'ammasso roccioso e per tutta la storia di deformazione fragile. Tale assunzione è piuttosto inverosimile se si considera la natura transiente ed eterogenea degli stress nelle rocce (Ramsay e Lisle, 2000). Nell'area di studio ad esempio sono numerosi i casi di fibre curve o di sistemi multipli di fibre, con diversa orientazione, sovrapposti, testimoni di ripetuti cambiamenti delle condizioni tensionali.

Un'altra assunzione, alla base delle procedure d'inversione degli sforzi, è che la

dislocazione, lungo ciascun piano di faglia, abbia la stessa direzione e verso del massimo sforzo di taglio, risultante dalla proiezione lungo tale piano del campo di stress regionale. Per determinare l'orientazione e il modulo delle componenti dei tensori dello stress che hanno agito durante la deformazione, bisogna assumere che quest'ultima obbedisca alla legge di Lévy-Mises (Ford e Alexander, 1963). In altre parole le direzioni e i moduli del tensore di deformazione devono essere rispettivamente paralleli e proporzionali ai tensori dello stress (Wojtal e Pershing, 1991; Twiss & Moore, 1992). Tale condizione è verificata solo nel caso di deformazione di materiali isotropi lineari, omogenei e sotto l'assunzione di deformazioni infinitesimali, quindi in pratica solo nel campo dell'elasticità lineare. In caso di anisotropie preesistenti, le faglie possono svilupparsi ad angoli diversi da quelli previsti e, per tanto, l'analisi d'inversione ne sarebbe inficiata. Nel caso in studio gli ammassi rocciosi sono di frequente caratterizzati da forti anisotropie (foliazioni, *layer* litologici etc.). Inoltre tale assunzione potrebbe essere violata anche nel caso d'interazioni tra sistemi di faglie che potrebbe produrre effetti di non coassialità (Wojtal e Pershing, 1991).

Da quanto mostrato risulta che le assunzioni su cui si basano i metodi d'inversione per il calcolo dei paleo-stress, per l'area di studio, sono spesso violate. Per tale motivo, per l'analisi dei tensori dello sforzo responsabili della deformazione nell'area in studio, si è preferito utilizzare approcci cinematici quali il metodo degli assi P-T (Turner, 1953) e il metodo dei diedri retti (Angelier e Mechler, 1977).

3.2.4.1. METODO DEGLI ASSI P-T

Il metodo degli assi P-T si basa sulla ricostruzione grafica degli assi principali di raccorciamento ed estensione. Tali assi, denominati rispettivamente P e T, giacciono sul piano che contiene lo *slip vector* e il vettore normale al piano di faglia e formano un angolo di 45° con ciascun vettore (fig. 3.10). Per distinguere l'asse P da quello T è necessario conoscere il verso dello *slip vector* (McKenzie, 1969; Angelier, 1975, 1984; Allmendinger, 1989). È importante rilevare che tale tipo di elaborazione non richiede alcuna interpretazione nella determinazione degli assi cinematici, poiché essi rappresentano una semplice conversione dei dati acquisiti in campagna. Per tanto, la rappresentazione degli assi P, B e T è semplicemente un modo alternativo di visualizzare i dati originali su cui tutti gli altri tipi di analisi si basano. Se questi assi sono rappresentati nelle comuni proiezioni stereografiche, essi tendono a raggrupparsi in zone a elevata concentrazione. Se i gruppi di misure formano insiemi coerenti, è possibile calcolare assi P e T medi. Tali assi forniscono una chiara indicazione dello stato tensionale (Angelier, 1984; Marret e

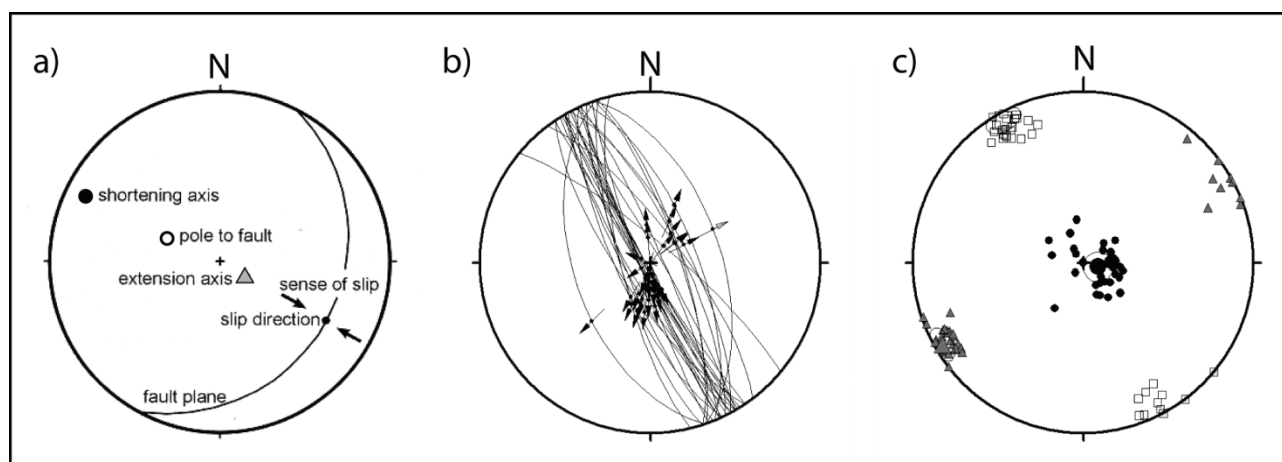


Fig. 3.10: a) asse di raccorciamento (*shortening* = P) asse di estensione (*extension* = T), per un dato piano di faglia (da Marret e Allmendinger, 1990); b) esempio di diagramma di Angelier (1975) con indicatori cinematici (stazione ST01); c) esempio di diagramma degli assi P e T (cerchi neri e triangoli grigi rispettivamente), con rappresentazione degli assi P e T medi (cerchio nero e triangolo grigio con dimensioni maggiori). I dati così rappresentati sono stati elaborati con il software Tectonics FP che si basa sui metodi proposti da b) Angelier (1975, 1984) e c) Turner (1953).

Allmendinger, 1990). In particolare, per gruppi di assi con bassa dispersione, l'asse P medio coincide con l'asse di massima contrazione e l'asse T medio coincide con l'asse di massima estensione. Inoltre l'analisi dei raggruppamenti fornisce chiare informazioni sulle diverse popolazioni di faglie. Infatti la sussistenza di importanti differenze nell'orientazione degli assi principali P e T indicano la presenza di strutture relative a diverse fasi deformative, che in tal modo, possono essere discriminate.

Per procedere al calcolo degli assi P - T è necessario conoscere anche l'angolo di attrito θ . Per il calcolo dell'angolo θ , così come per la rappresentazione grafica degli assi P T, è stato utilizzato il software TectonicsFP, inserendo i dati d'immersione e inclinazione delle faglie così come l'azimut, l'inclinazione e il verso degli *slip vector*, come evidenziato dagli indicatori cinematici. In particolare per la definizione dell'angolo θ si è utilizzata la funzione automatica che fornisce l'angolo di *best fit*. Tale angolo è ricavato calcolando in maniera iterativa gli assi P T per angoli compresi tra 10° e 85° . L'angolo restituito è quello per il quale si ottiene il migliore raggruppamento di assi.

3.2.4.2. METODO DEI DIEDRI RETTI

I diedri retti sono generati da due piani ortogonali: il piano di faglia e un piano secondario ausiliario perpendicolare allo *slip*-vector e al piano di faglia. Tali piani definiscono due coppie di quadranti (diedri), delle quali una coppia è definita da raccorciamento (diedro P) l'altra da

estensione (diedro T), secondo il verso dello *slip vector* (fig. 3.11). Un punto di forza di tale metodo risiede

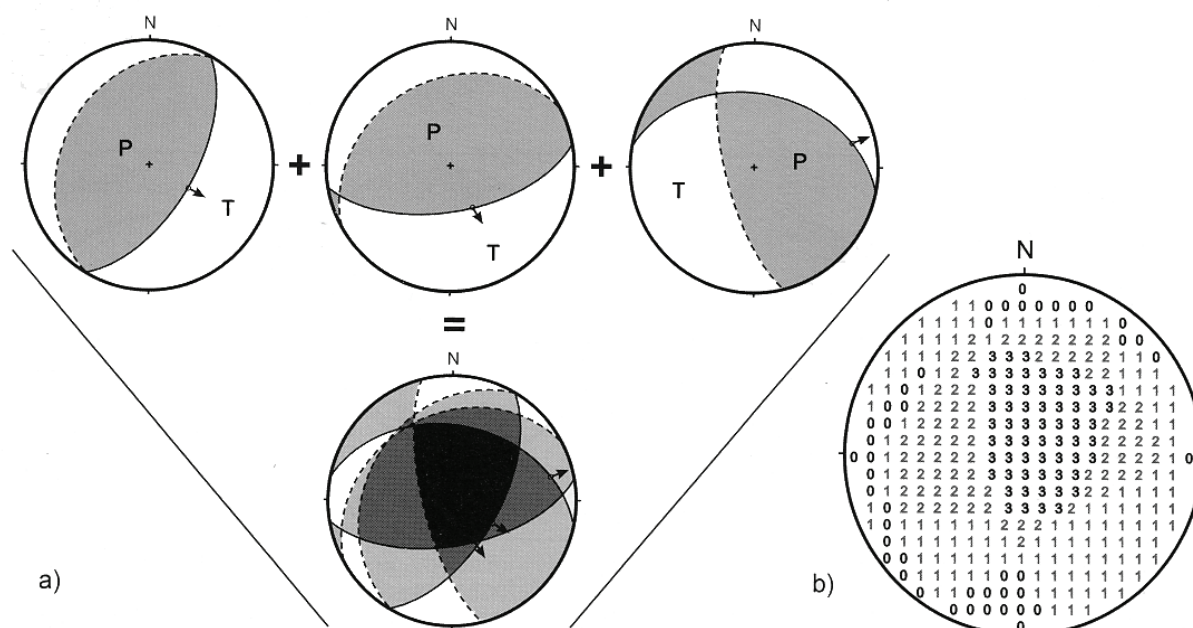


Fig. 3.11: Metodo dei diedri applicato ad un insieme di faglie e rappresentato in maniera grafica (a) e numerica (b). Le lettere P e T indicano i diedri di compressione ed estensione rispettivamente. Le ciclografiche tratteggiate indicano i piani ausiliari. L'immagine è stata tratta da Malusà (2004).

nella maniera con cui sono combinate le varie informazioni dalle diverse faglie. Infatti, applicando una semplice procedura grafica, le aree omogenee in termini di diedri P e T sono progressivamente evidenziate. Queste rappresentano domini di estensione o contrazione comuni alla popolazione di faglie analizzata (Pegoraro, 1972; Angelier e Mecheler, 1977; Angelier, 1984; Ramsay e Lisle, 2000).

Molti software, per rappresentare graficamente le aree omogenee utilizzano rappresentazioni numeriche (fig. 3.11b) o con contouring delle aree a maggior concentrazione (fig. 3.12). Il metodo dei diedri retti è stato usato per la prima volta da Pegoraro (1972) per definire le zone di estensione e contrazione e per individuare la posizione e l'orientazione dei tre assi principali di deformazione, basandosi su un insieme di faglie striate. Questo metodo è stato usato anche per

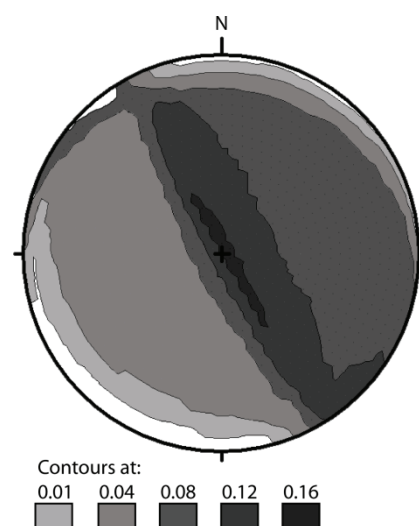


Fig. 3.12: Metodo dei diedri applicato ad un insieme faglie (stazione ST01) rappresentato in maniera grafica con contouring.

l'individuazione degli assi di stress a partire dal lavoro di Mercier et al. (1976). Solo un anno dopo, Angelier e Mecheler (1977) dimostrano come tale metodo fosse corretto solo se interpretato in termini di stress, poiché l'ammontare della dislocazione su ciascuna faglia è sconosciuto. Essi

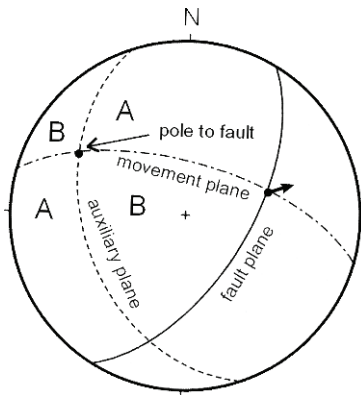


Fig. 3-13: Schema derivato dal lavoro di Lisle (1987). I quadranti (A e B) sono definiti dal piano di movimento e dal piano ausiliario.

affermarono anche che, per una popolazione di faglie, l'orientazione geografica per la quale si ha il maggior numero di diedri P coincide verosimilmente con l'orientazione del tensore dello sforzo σ_1 . Lisle (1987) ha migliorato l'approccio dinamico proposto da Angelier e Mecheler (1977) analizzando come il rapporto $R\phi$ $[(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)]$ degli stress influenza l'analisi. Essi dividono la sfera in 2 coppie di quadranti (A e B) attraverso l'intersezione del piano lungo il quale è avvenuto il movimento (piano di faglia) e del piano ausiliario a esso ortogonale, così come illustrato in figura 3.13. Se uno degli stress principali giace nella

regione determinata dall'intersezione tra il diedro appropriato e il quadrante A, allora l'altro asse principale di stress deve giacere nel quadrante B. In termini qualitativi ciò significa che l'asse σ_3 deve giacere sullo stesso lato di σ_1 rispetto al piano di movimento della faglia. Carey-Gailhardis e Vergely (1992) hanno invece investigato le condizioni necessarie per usare il metodo dei diedri retti a fine di localizzare σ_1 e σ_3 . Secondo questi autori, le condizioni da soddisfare sono che (i) tutti i dati si riferiscono a un singolo evento tettonico e (ii) che le aree di estensione e contrazione comuni, risultanti dalla sovrapposizione dei diedri retti, si riferiscano a tutti i dati collezionati. Gapais et al (2000) dimostrano che oltre all'orientazione delle direzioni principali dello sforzo è possibile ricostruire anche il rapporto di forma ϕ dell'ellissoide di deformazione.

Per l'insieme di dati collezionati nell'area di studio, è stata dapprima eseguita una discriminazione delle faglie rilevate in diverse famiglie, basandosi sulle interpretazioni elaborate in campagna, sui rapporti d'intersezione tra le strutture ma anche sulle associazioni minerali. La discriminazione delle famiglie di

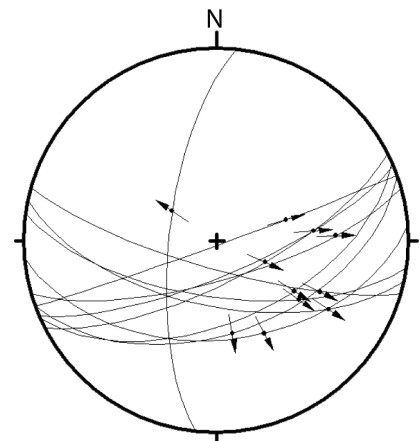


Fig. 3.14: Esempio di rappresentazione dei piani di faglia con gli indicatori cinematici (da Angelier, 1975, 1984), per una famiglia di faglie (stazione ST21). Le faglie mostrano cinematica normale e sinistra, indicata dalla direzione e verso delle frecce

faglie è poi stata perfezionata, attraverso l'utilizzo dei diagrammi stereografici elaborati con rappresentazione grafica di Angelier (1984)(fig.3.14) e mediante l'analisi preliminare dei diagrammi P T al fine di discriminare le faglie incongruenti rimaste. In seguito, i dati così filtrati sono stati usati per il calcolo di assi P e T medi, attraverso il metodo degli assi P T, e degli assi σ_1 e σ_3 , attraverso l'analisi con il metodo dei diedri retti. L'elaborazione dei dati, la loro rappresentazione ed i calcoli, sono stati eseguiti al computer con l'ausilio del software TectonicsFP.

3.2.4.3. RAPPRESENTAZIONE DEI DATI

I dati nelle proiezioni stereografiche sopra descritte sono inseriti in immagini nei paragrafi a seguire. Tali illustrazioni sono costituite di tre parti raffiguranti quanto segue:

- (a) la proiezione stereografica con rappresentazione grafica di Angelier (1975, 1984);
- (b) la proiezione degli assi P (cerchi neri) B (quadrati bianchi) e T (triangoli grigi) e degli assi P, B e T medi (stessi simboli con dimensioni maggiori);
- (c) il diagramma dei diedri retti con contouring (secondo lo schema di fig. 3.12) e proiezione dei tensori principali dello stress σ_1 (cerchio nero), σ_2 (quadrato bianco) e σ_3 (triangolo grigio).

Nelle illustrazioni sono inserite anche i valori numerici (come azimut e inclinazione) per le orientazioni degli assi P B e T medi (b), con i rispettivi parametri di concentrazione (da Wallbrecher, 1986) e dei tensori σ_1 , σ_2 e σ_3 (c), con i rispettivi moduli (da Bingham, 1964).

3.3. DESCRIZIONE DELLE STRUTTURE

I dati sono stati acquisiti in 16 stazioni ubicate sia lungo le zone di faglia principali che all'interno di volumi di roccia meno deformati distanti dalle faglie. L'ubicazione delle stazioni di misura è riportata nella carta tettonica posta in figura AL 2.1 (Allegato 2). Le aree di raccolta dei dati possono essere considerate come appartenenti a domini strutturali omogenei così come suggerito da Hancock (1985). Tali "stazioni" di misura corrispondono ad affioramenti uniformi dal punto di vista sia litologico sia strutturale, che presentavano limitate variazioni nelle orientazioni delle foliazioni, delle lineazioni e dei contatti litologici. Questo è garantito anche da una buona uniformità nei diversi set di strutture fragili.

I dati raccolti riguardano le orientazioni delle strutture, il loro stile, la loro morfologia, le

caratteristiche mineralogiche delle vene e fibre riconoscibili in campagna. Queste osservazioni, accompagnate da interpretazioni cinematiche elaborate già sul campo e perfezionate con l'elaborazione dei diagrammi stereografici, laddove si disponeva di un numero di famiglie sufficiente a vincolare i tensori dello sforzo, hanno permesso di distinguere diverse fasi di deformazione fragile che hanno prodotto strutture con caratteristiche cinematiche distinte. Di seguito è riportata la descrizione delle strutture suddivise per aree.

3.3.1. AREA DEL MONTE TEGGIOLO

Il monte Teggiolo è il primo rilievo attraversato dalla galleria del Sempione e si trova nella porzione più meridionale dell'area di studio a nord dell'abitato di Trasquera (VB) e a nord-ovest dell'abitato di Varzo. Tale rilievo raggiunge una quota massima di 2385 m s.l.m. Esso è costituito quasi per la sua totalità da gneiss e meta-granodioriti a biotite, a grana grossolana, appartenenti al basamento cristallino metamorfico della Falda Antigorio. Solo in cima e lungo il versante nordoccidentale affiorano rocce di copertura interpretata come mesozoica e attribuibili alla Falda Antigorio. Dal punto di vista strutturale tale rilievo è caratterizzato dalla macropiegia frontale di seconda fase che interessa l'intera Falda di Antigorio e descritta nel paragrafo 1.4.

Lungo il versante meridionale del Monte Teggiolo sono state riconosciute due faglie. La più importante delle due, sia per rigetto che per persistenza e per evidenze morfologiche, non è riportata nella cartografia esistente. Essa ha direzione NNO-SSE, un'inclinazione prossima a 90° e la sua traccia si sviluppa per almeno 6,5 km. Essa continua infatti ininterrotta fino all'apice dei rilievi in destra idrografica della Val Divedro. Tale faglia da origine a

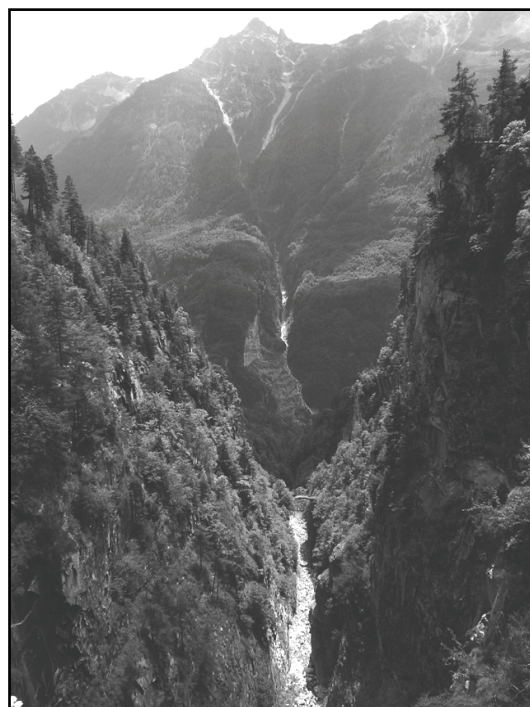


Fig. 3.15: Valle stretta incisa lungo la zona di danno di una faglia (versante sud del Monte Teggiolo).

una valle rettilinea, molto profonda (fig. 3.15), allineata con un'altra valle di simili caratteristiche posta in destra idrografica della Val Divedro. La seconda faglia, riportata nella cartografia di Steck et al. (1999), ha direzione ONO-ESE, una giacitura sub-verticale e la sua traccia si sviluppa per soli 2

km. Tale faglia termina, nella parte sudorientale, lungo la più importante faglia sopra descritta.

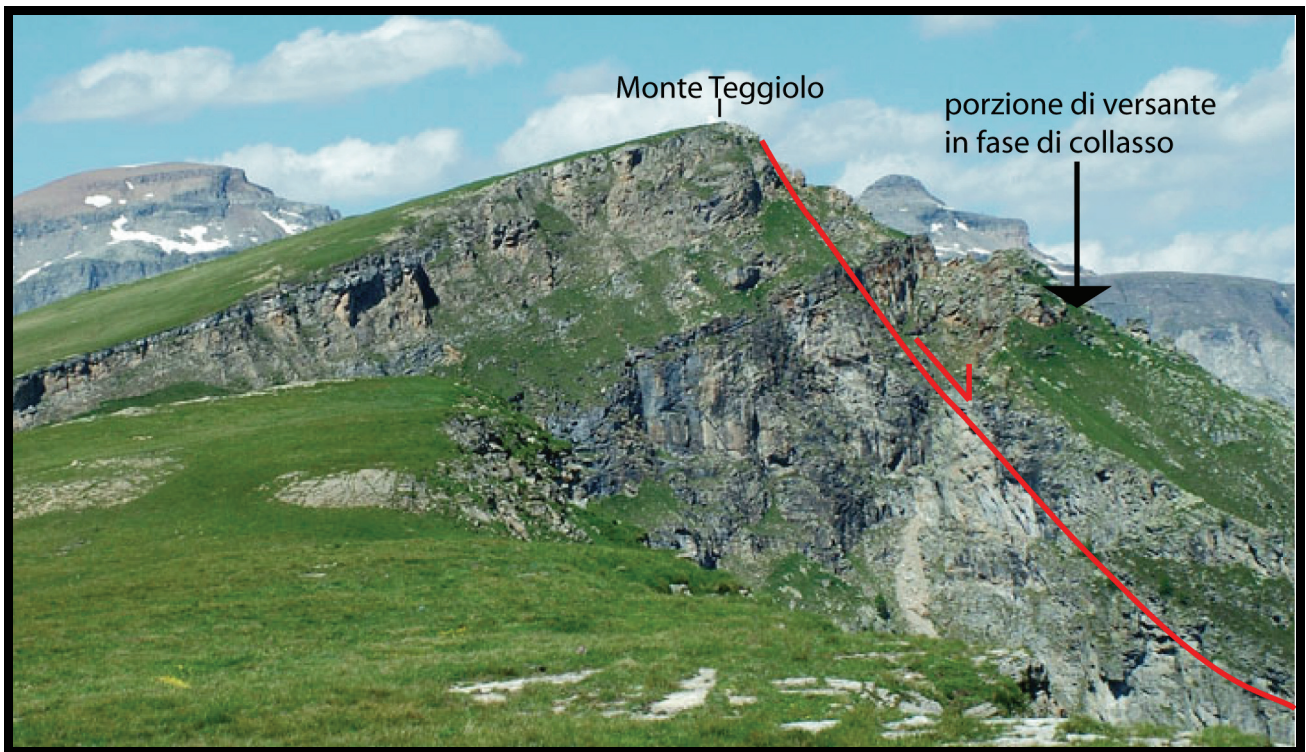


Fig. 3.16: Versante meridionale del Monte Teggiolo con evidenze di collasso gravitativo.

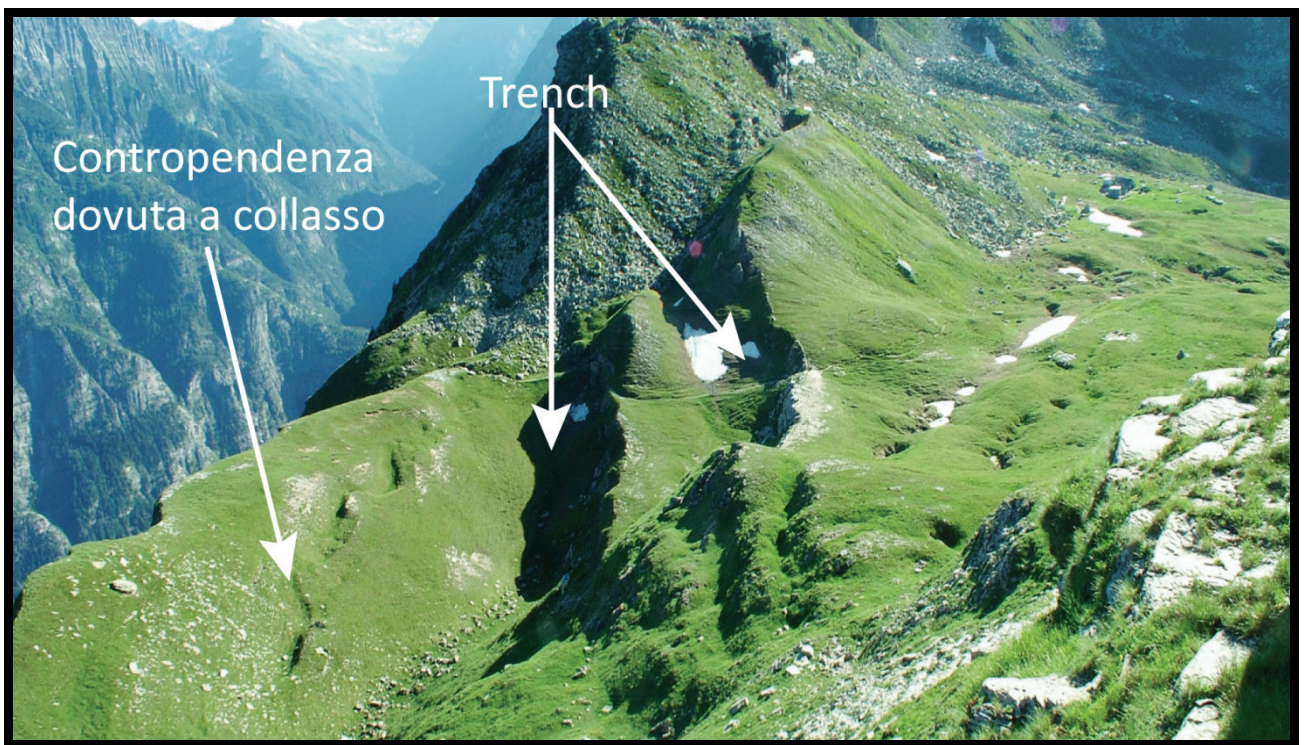


Fig. 3.17: Porzione del versante del Monte Teggiolo sottoposto a collasso gravitativo evidenziato dalla presenza di *trench* e contropendenze.

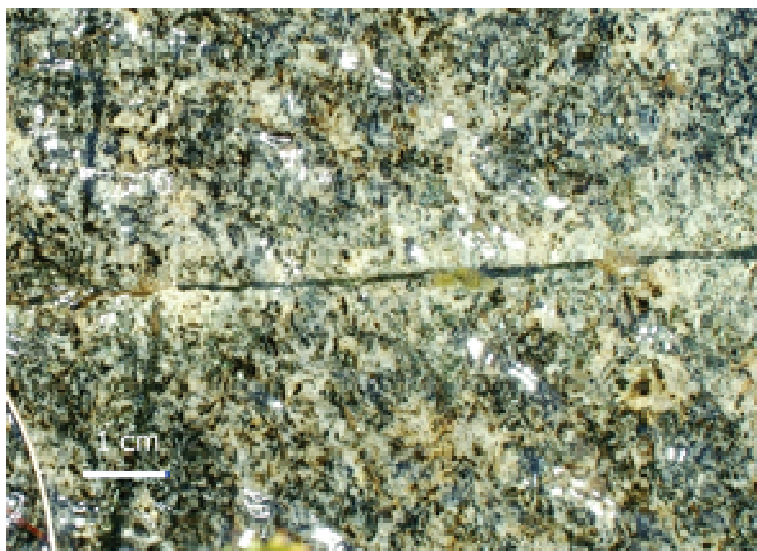


Fig. 3.18: Mesofaglia immergente verso OSO caratterizzata da mineralizzazione a clorite ed quarzo e salbande decolorate.

Entrambe le strutture sono faglie normali, caratterizzate da rigetti piuttosto contenuti, compresi tra i 100 e i 200 m (sezione III, Allegato 2). Esse hanno un movimento puramente *down-dip* e ribassano verso OSO e verso SSO rispettivamente. Al rigetto strutturale della seconda si somma, in misura non quantificata, la dislocazione dovuta a collasso gravitativo (fig. 3.16) che sfrutta tale struttura come superficie di

scorrimento. Evidenze di tale collasso sono date da *trench* e contropendenze individuate vicino alla sommità del Monte Teggiolo (fig. 3.17). L'acquisizione dei dati sulle meso-strutture è stata condotta lungo la strada che dal centro di Trasquera porta al villaggio di Bugliaga e precisamente dove essa interseca la gola impostata sulla faglia con direzione NNO-SSE. Qui le rocce, affioranti in maniera molto estesa, sono costituite da ortogneiss della Falda Antigorio. Gli affioramenti sono caratterizzati dalla presenza di numerose superfici di *slickenside* e da meso-faglie con indicatori cinematici piuttosto evidenti. Tali meso- e micro-faglie sono spesso caratterizzate da riempimenti di quarzo e clorite. Le salbande sono spesso decolorate per alterazione idrotermale (fig. 3.18). La presenza di patine di solfuri e miche rappresenta un'ulteriore evidenza della circolazione di fluidi idrotermali. La spaziatura di tali strutture, che si mantengono sempre più o meno parallele, aumenta rapidamente allontanandosi dal nucleo della faglia principale. Talvolta lungo tali piani sono stati riconosciuti sottili livelli *gouge*, specialmente in prossimità del nucleo. Lo spessore dell'intera zona di danneggiamento è di circa 100 m.

In quest'area, è stata stabilita la stazione ST02 dove, grazie alla qualità degli affioramenti, è stato possibile acquisire un cospicuo numero di misure rappresentate nei diagrammi di figura 3.19. Già dal diagramma stereografico di Angelier (fig. 3.19a), si riconosce un'elevata uniformità delle misure. Gran parte delle faglie rilevate è caratterizzata da cinematica di tipo dip-slip sia verso NE sia verso SO e da giaciture piuttosto coerenti, con direzione media NNO-SSE. L'uniformità cinematica di tali strutture è evidenziata anche dai diagrammi P T (fig. 3.19b). Tutte le faglie

mostrano un asse di compressione sub-verticale e un asse di estensione sub-orizzontale orientato verso SO-NE. L'orientazione degli assi P e T medi è mostrata in fig. 3.19b. Essi sono molto coerenti con gli assi principali dello sforzo σ_1 e σ_3 ottenuti attraverso il metodo dei diedri retti (fig. 3.19b). Tali elaborazioni cinematiche si basano su due set di dati che riescono a vincolare bene i tensori dello sforzo. L'orientazione degli assi dello sforzo, inoltre, è coerente con l'orientazione degli stessi per le strutture associate alla zona di faglia del Sempione (si veda Wawrzyniec et al., 1999; Wawrzyniec e Selverstone, 2001; Grosjean et al, 2004). Si può per tanto ritenere che tale faglia sia il risultato della stessa fase di deformazione tardiva fragile responsabile delle ultime fasi di attività lungo la Linea del Sempione.

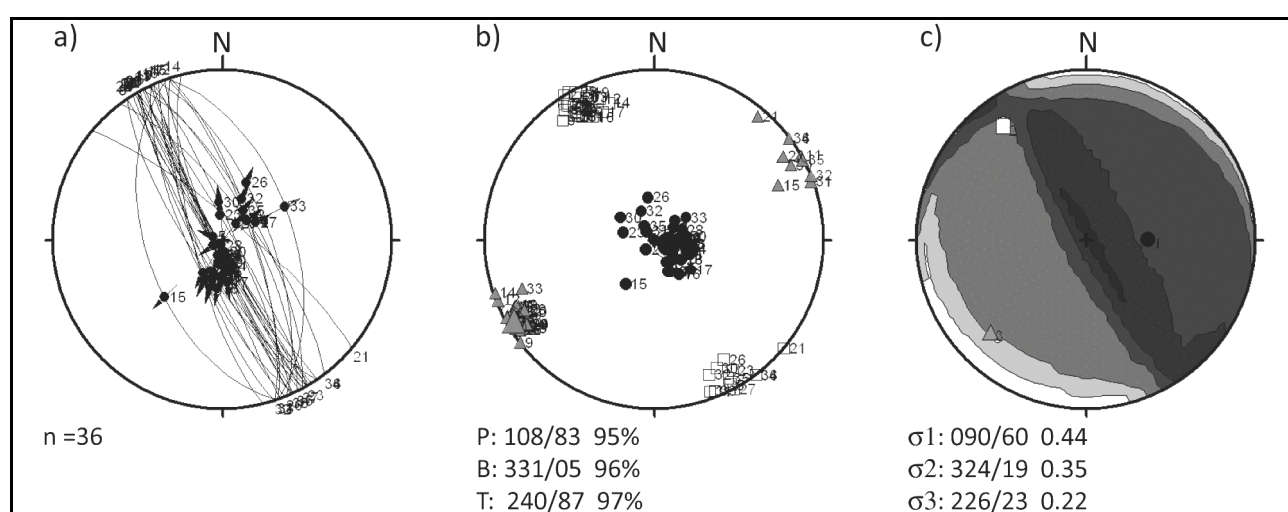


Fig. 3.19: Diagrammi stereografici relativi alla stazione ST02; a) diagramma di Angelier; b) proiezione degli assi P, B, T calcolati per un angolo $\theta = 16^\circ$ c) Diagramma dei diedri retti con proiezione degli tensori dello stress.

3.3.2. AREA DELL'ALPE CIAMPORINO

L'Alpe Ciamporino si trova circa un chilometro a nord dell'abitato di San Domenico, frazione di Varzo. Essa è una valle sospesa di origine glaciale (fig. 1.4) che si sviluppa a una quota compresa tra 2000 e 2200 m s.l.m., con un'estensione areale di circa 1 km^2 , bordata a nord dalla Cima di Valtendra (2693 m s.l.m.) e a SE dal P. del Dosso (2551 m s.l.m.).

Nella parte meridionale di quest'area affiora la porzione sommitale delle successioni della copertura meta-sedimentaria dell'unità di Antigorio costituita prevalentemente da una serie di calcescisti intercalati a conglomerati polimitici. Nella parte settentrionale, lungo le pareti meridionali di Cima di Valtendra, e lungo gli affioramenti di Punta della Sella, affiora la parte sommitale della serie di copertura meta-sedimentaria dell'unità di Lebendun, che in quest'area è rovesciata (Steck et al. 2001).

Il contatto di fase D1 tra le due unità è complicato e rigettato da un sistema di faglie con direzione NE-SO riconoscibile in corrispondenza del Colle Ciamporino. Tali faglie hanno una persistenza di diversi chilometri e danno origine a lineamenti morfologici, ben riconoscibili sia in foto aerea sia sul DEM (fig. 3.1 e 3.2), costituiti dall'allineamento di scarpate e valli. Tale sistema di faglie si segue con continuità verso SO fino alla testata della Val Vergnasco. Queste strutture danno origine a una zona di danneggiamento particolarmente estesa, con *cores* caratterizzati da livelli di cataclasiti e *gouge* molto potenti, ben riconoscibili lungo il sentiero che porta all'Alpe Ciamporino da San Domenico e lungo il sentiero che partendo da Ponte Campo sale verso Val Vergnasco (fig. 3.20). Le faglie principali di tale sistema sono sub-verticali o immergenti di 80°

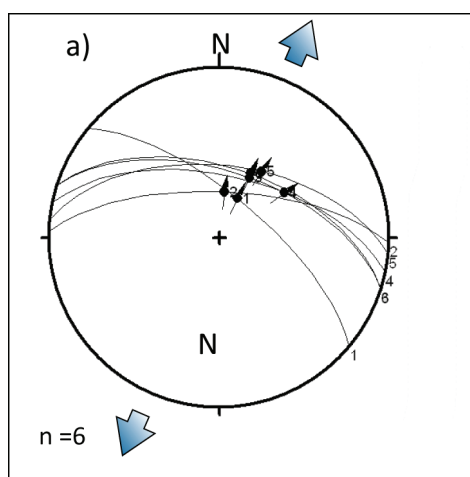


Fig. 3.20: Diagramma di Angelier relativo alla stazione ST11. Le frecce azzurre indicano la direzione di estensione.

verso NO ed hanno un movimento di tipo normale con debole componente sinistra, ribassando le unità di tetto verso NO. I rigetti verticali sono dell'ordine di circa 500 m (sezione II Allegato 2). A tale sistema appartengono anche alcune faglie minori, con immersione opposta, che dislocano di circa 150 - 200 m verso SE il contatto tettonico tra le Falde Lebendun e Antigorio.

In quest'area sono stati acquisiti dati cinematici in 3 stazioni di misura ubicate in prossimità della zona di faglia (stazione ST12 e ST13) e all'interno di volumi di roccia meno deformati (stazione ST11).

La stazione ST11 è posta lungo il sentiero che dall'Alpe Ciamporino porta all'Alpe Veglia. Qui affiora una potente serie di paragneiss a due miche, conosciuti in letteratura come "scisti bruni" (Auct.), appartenenti alla copertura meta-sedimentaria dell'unità Lebendun. Gli affioramenti sono interessati da un sistema di faglie immergenti verso NNE di 60-70°, con una spaziatura variabile tra 50 e 100 cm, caratterizzate da superfici *slickenside* con strie, vene di quarzo di tipo *tension gash* e talvolta minerali come quarzo e clorite striati e con gradini, che hanno permesso di riconoscere il senso della dislocazione. I piani di faglia sono spesso ricoperti da patine di solfuri ossidati, comparabili con quanto osservato per l'area del Monte Teggiolo. I dati acquisiti, seppur non numerosi, sono rappresentati in fig. 3.20. Dal diagramma di Angelier (fig. 3.20) si riconosce che le strutture individuate sono parallele e coerenti dal punto di vista cinematico. Tale configurazione degli stress, come mostrato in precedenza (ST01

nell'area del Monte Teggiolo), è coerente con la fase deformativa responsabile dell'attività lungo la Linea del Sempione. Ciò è confermato anche dall'estrema somiglianza delle caratteristiche strutturali della faglia e della composizione dei minerali sincinemati e di alterazione.

La stazione ST12 è anch'essa localizzata lungo il sentiero che dall'Alpe Ciamporino porta all'Alpe Veglia, poche centinaia di metri a N del rifugio dell'Alpe Ciamporino. Essa è situata in prossimità di una delle faglie maggiori individuate nell'area. Qui affiora una successione di calcari grigi e marmi molto fratturati appartenenti alla porzione più sommitale della copertura meta-sedimentaria rovesciata dell'unità di Lebendun. L'affioramento è caratterizzato da numerose meso-faglie con diversa orientazione caratterizzate da piani *slickenside* con strie e fibre di calcite. I dati sulla cinematica acquisiti sono mostrati nei diagrammi di figura 3.21. In particolare, dal diagramma di Angelier (fig. 3.21a) si riconoscono due insiemi di faglie con cinematica coerente. Il primo, che ha frequenza maggiore, è caratterizzato da meso-faglie con direzione ENE-OSO e NE-SO, inclinate di angoli compresi tra 60 a 70° e immergenti sia a NNO sia a SSE. Tutte le faglie appartenenti a tale sistema sono di tipo normale con debole componente sinistra. Tale famiglia di faglie è coerente per senso della dislocazione e orientazione con la faglia maggiore in prossimità della stazione. Il secondo sistema, con frequenza minore, è caratterizzato da meso-faglie con direzione NO-SE, con inclinazione variabile tra 70 e 80° e immergenti verso SO e NE. Tali faglie mostrano evidenze di cinematica trascorrente sinistra compatibile con le altre faglie rilevate in questa stazione di misura. La compatibilità cinematica è evidenziata anche dalla proiezione stereografica degli assi P T (fig. 3.21b). Infatti, se pur con un certo grado di dispersione tra gli assi P e B, gli assi T sono sempre sub-orizzontali ed hanno azimuth verso NNO o ESE. L'asse medio P è sub-verticale con azimuth verso O mentre l'asse medio T è sub-orizzontale con azimuth verso ONO, l'asse B medio immerge di pochi gradi verso SO. La proiezione stereografica degli assi principali dello stress (fig. 3.21c) mostra che il tensore σ_1 è sub-orizzontale con azimuth verso SO mentre il tensore σ_3 è sub-orizzontale con azimuth verso NO, il tensore σ_2 è sub-verticale. In questo caso si nota un'inversione di tensori σ_1 e σ_2 rispetto agli assi P e B medi, mentre il tensore σ_3 è coerente con l'asse T medio. L'inversione degli assi P e B è un fenomeno frequente nelle stazioni di misura poste in prossimità delle faglie maggiori, a causa dell'elevato disturbo prodotto da tali strutture. Quest'inversione avviene anche per singoli dati (fig. 3.21b). Tale configurazione degli sforzi, nettamente differente da quella caratterizzante le strutture generate dall'attività lungo la Linea del Sempione, riguarda un evento deformativo diverso e probabilmente successivo.

La stazione ST13 è situata lungo la mulattiera che dall'abitato di San Domenico conduce all'Alpe Ciamporino. I dati sono stati acquisiti in prossimità di un'altra faglia maggiore con movimento di tipo normale verso NO e direzione NE-SO. Qui affiora una successione di metaconglomerati e paragneiss appartenenti alla porzione più sommitale della copertura meta-sedimentaria rovesciata dell'unità di Lebendun. L'affioramento si trova in prossimità della zona di danneggiamento della faglia che presenta un elevato grado di fratturazione, variabile da *very blocky* a disintegrato (Marinos e Hoek, 2000) con *cataclasite fine*.

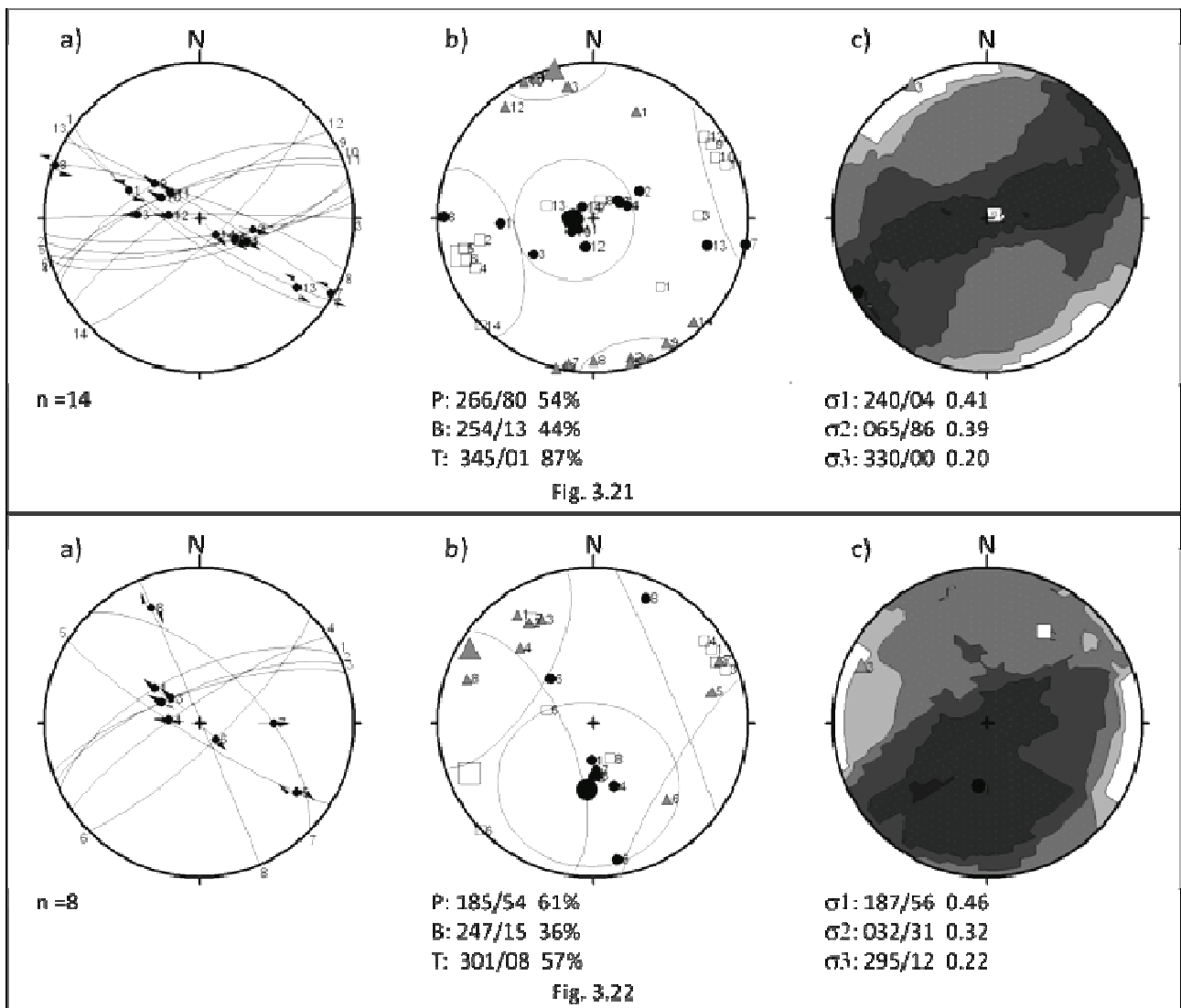


Fig. 3.21: Diagrammi stereografici relativi alla stazione ST12. **Fig. 3.22:** Diagrammi stereografici relativi alla stazione ST13. Nelle figure sono rappresentati: a) diagrammi di Angelier; b) proiezioni degli assi P, B, T calcolati per un angolo $\theta = 30^\circ - 20^\circ$ e 44° rispettivamente; c) Diagramma dei diedri retti con proiezione degli tensori dello stress.

Nell'area sono state individuate meso-faglie con diversa orientazione caratterizzate da piani

slickenside con strie e fibre di calcite e quarzo. I dati di cinematica acquisiti sono mostrati in figura 3.22. In particolare, dal diagramma di Angelier (fig. 3.22a) si riconoscono, come nel caso precedente, due sistemi di faglie. Il primo, con maggiore frequenza, è dato da faglie con direzione NE-SO e inclinazione compresa tra 60 e 80° sia verso NO sia verso SE. Queste sono caratterizzate da movimenti di tipo normale con debole componente sinistra. Un altro sistema è costituito da faglie con direzione variabile da NNO-SSE a NO-SE, inclinazione da 60 a 90° e cinematica destra. La proiezione stereografica degli assi P e T (fig. 3.22b) mostra un certo grado di dispersione sia per gli assi P sia T tuttavia è stato possibile calcolare l'asse P medio mediamente inclinato verso SSO e un asse T sub-orizzontale e diretto verso NO. Tale configurazione è compatibile con quanto mostrato dalla proiezione stereografica dei tensori dello sforzo ottenuta con il metodo dei diedri retti (fig. 3.22c). Come nel caso precedente tale configurazione degli sforzi, nettamente differente dalla configurazione tipica per le strutture generate dall'attività della zona di faglia del Sempione, riguarda un evento deformativo diverso e probabilmente successivo.

3.3.3. AREA DI NEMBRO

L'area di Nembro si trova a NO del centro abitato di San Domenico (Varzo), in prossimità della testata della Val Cairasca. Qui, lungo la mulattiera che conduce all'Alpe Veglia dall'area di Ponte Campo, si attraversa la parte sommitale della successione di copertura meta-sedimentaria della Falda Antigorio. Essa è caratterizzata, in quest'area, da una serie di dolomie e marne, seguite da calcari, talvolta marnosi, e marmi. Salendo nella serie si ritrova un livello continuo di calcescisti e conglomerati polimitici che marciano il contatto con la copertura della Falda Lebendun. Tale contatto è caratterizzato da zone di *shear* milonitiche. Continuando oltre tale orizzonte, lungo la mulattiera, si attraversa la parte sommitale della successione di copertura meta-sedimentaria, rovesciata, dell'unità Lebendun. Essa è caratterizzata da una serie di marmi e calcari conglomeratici seguiti da una potente serie di micascisti e paragneiss.

Nell'area di Nembro è stata individuata una faglia normale immergente a SO. Essa è completamente sviluppata all'interno della Falda Antigorio laddove la foliazione è verticalizzata. Per tale motivo non è stato possibile risalire ad una stima certa del rigetto. Poco a nord questa faglia si interrompe lungo un'altra più importante che disloca il contatto tettonico tra le Falde Lebendun e Antigorio. Essa ha direzione NE-SO ed è già stata descritta nell'area dell'Alpe Ciamporino. Tale struttura è evidenziata anche dalla presenza di un potente livello di *gouge*

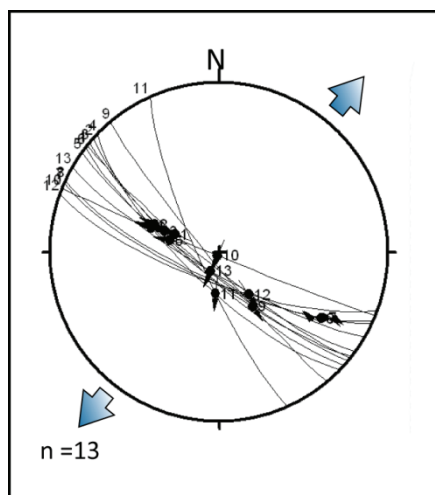


Fig. 3.23: Diagramma di Angelier relativo alla stazione ST06. Le frecce azzurre indicano la direzione di estensione.

riconoscibile lungo il sentiero che porta alla Val Vergnasco. Continuando lungo la mulattiera in direzione dell'Alpe Veglia, all'inizio del pianoro, si attraversa un'altra zona di faglia simile alla precedente. Essa, infatti, è normale verticale o immergente verso NO ed è responsabile della dislocazione, di tipo normale verso NO, del contatto tra la serie di copertura meta-sedimentaria dell'unità Lebedun e la porzione di basamento cristallina della stessa, denominata sub-unità di

Valgrande. Tale faglia è riconoscibile in foto aerea (fig. 3.1) poiché da origine alla scarpata a NO del Monte Leone. Il rigetto verticale calcolato per tale faglia è di 350 - 400 m (sezione IV e V, appendice 4).

In quest'area sono state acquisite misure di cinematica in tre stazioni, di cui due situate in un'area distante dalla faglia principale (stazione ST06 e ST09), in ammasso roccioso poco deformato, l'altra posta in prossimità della faglia (stazione ST10).

La stazione ST06 è situata in prossimità della strada che corre parallelamente al torrente Cairasca, in sinistra idrografica, collegando l'area di Nembro con l'abitato di San Domenico. Qui affiora una successione di calcescisti ascrivibili alla copertura sedimentaria dell'unità d'Antigorio. L'affioramento è caratterizzato da diverse meso-faglie che presentano piani *slickenside* e minerali quali quarzo e calcite fibrosi, con gradini. Le misure acquisite sono mostrate in fig. 3.23. Questa mostra la presenza di una famiglia di faglie piuttosto coerenti per direzione, ma non per cinematica (fig. 3.23). Tale configurazione è compatibile con l'attività lungo la faglia del Sempione.

La stazione ST09 è posta lungo il sentiero che dall'Alpe Ciamporino conduce all'Alpe Veglia, laddove questo diventa parallelo alla mulattiera che da Ponte Campo porta all'Alpe Veglia. Qui, affiora la stessa successione di paragneiss descritti in precedenza lungo tale percorso. L'affioramento è interessato da meso-faglie con piani di *slickenside* e minerali di quarzo e calcite fibrosi con gradini. Le misure acquisite in tale stazione sono mostrate in figura 3.24. Esse riguardano faglie con direzione NE-SO e cinematica di tipo *dip-slip* e faglie con direzione NO-SE che presentano in alcuni casi cinematica trascorrente destra pura e in altri, cinematica distensiva sinistra (fig. 3.24). Tale configurazione, coerentemente con quanto visto per le stazioni ST12 e ST13, testimonia una fase di deformazione fragile diversa da quella responsabile dell'attività del

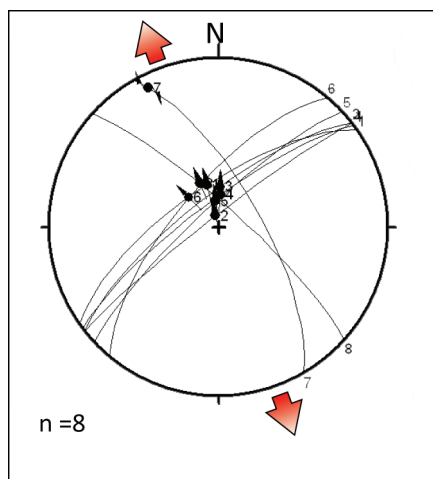


Fig. 3.24: Diagramma di Angelier relativo alla stazione ST09. Le frecce azzurre indicano la direzione di estensione

Sempione e delle strutture a essa correlabili.

La stazione 10, posta in prossimità della faglia maggiore descritta sopra, è situata lungo sentiero che da Ponte Campo conduce all'Alpe Veglia, all'estremità meridionale di quest'ultima. Qui, come per la stazione precedente, affiora una successione di paragneiss e micascisti a granato appartenenti all'unità di Lebedun. L'affioramento è interessato da una serie di meso-faglie caratterizzato da piani *slickenside* e minerali fibrosi quali calcite, quarzo e, in misura minore, clorite. Inoltre sono stati individuati anche altri indicatori tipo *tension gash*, con riempimenti di quarzo, fratture coniugate di tipo T. Le misure acquisite in tale stazione sono mostrate in figura 3.25.

In particolare, dal diagramma stereografico di Angelier (fig. 3.25a) si riconosce un insieme di faglie, piuttosto coerenti dal punto di vista cinematico. Esse hanno principalmente direzione NO-SE e immersione verso SO o NE con angoli d'inclinazione compresi tra 30 e 60°. La cinematica per tali strutture è di tipo *dip-slip*. L'uniformità cinematica di tali strutture è evidenziata anche dai diagrammi P T (fig. 3.25b) dove è possibile riconoscere un raggruppamento di assi P nell'area centrale, e un raggruppamento di assi T poco inclinati verso NE o SO. L'asse P medio risultante è sub-verticale e l'asse T medio è inclinato di pochi gradi verso NO. Tale configurazione è coerente con quella ottenuta, con il metodo dei diedri retti, per i tensori dello stress (fig. 3.25c), ed è comparabile a quanto ottenuto, in altre aree, per le stazioni ST02, ST06 e ST11. Si tratta quindi di strutture relative alla fase di deformazione responsabile dell'attività lungo la Linea del Sempione.

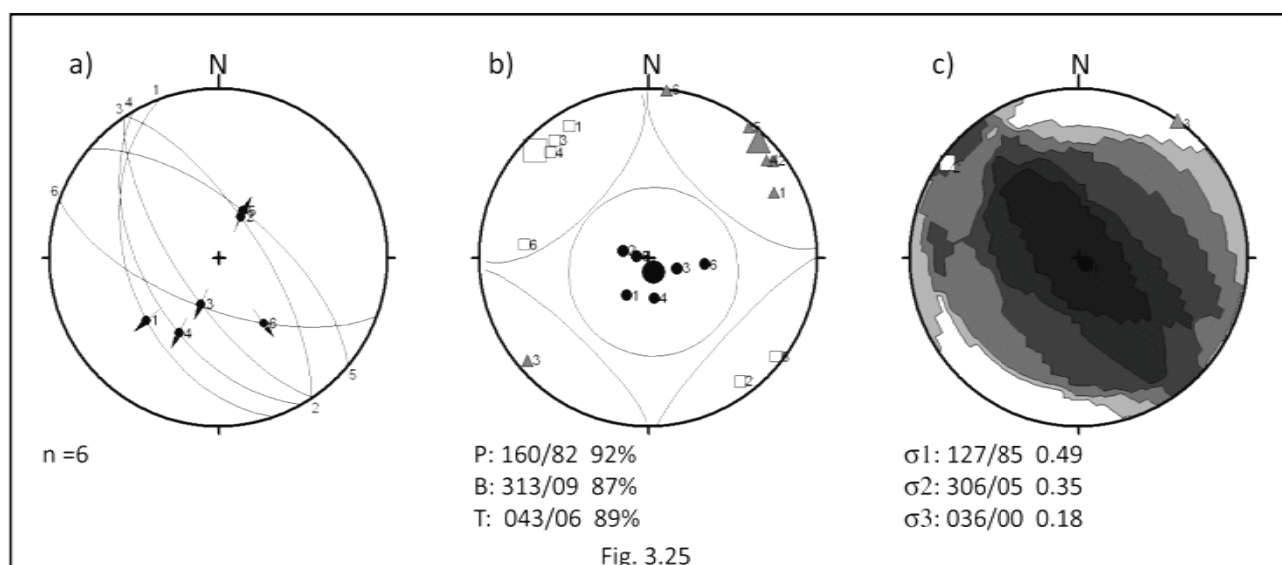


Fig. 3.25: Diagrammi stereografici relativi alla stazione ST10. Nelle figure sono rappresentati: a) diagrammi di Angelier; b) proiezioni degli assi P, B T calcolati per un angolo $\theta = 52^\circ$ e 28° rispettivamente; c) Diagramma dei diedri retti con proiezione degli tensori dello stress.

3.3.4. AREA DELL'ALPE VEGLIA

L'Alpe Veglia è una valle di origine glaciale, situata a nord della Val Cairasca a una quota compresa tra 1700 e 1900 m s.l.m. Essa è bordata a S e SO dal Monte Leone e dalle pareti rocciose della piana del Lago d'Avino; a N dalla cresta che collega il Wasenhorn, Punta di Rebbio e Hillehorn, e a E dalla Cima di Valtendra. Lungo tale piana affiora il contatto tra le coperture meta-sedimentarie e il basamento cristallino dell'unità Lebendun e il contatto tra quest'ultima e l'unità del Monte Leone. Questi contatti sono dislocati da un'importante

faglia avente direzione ENE-OSO già nota in letteratura e rappresentata sulla cartografia esistente (Bearth, 1972; Steck et al., 1999). Essa è sub verticale o immergente con angoli

prossimi a 90° verso N e ribassa verso NNO i contatti che

attraversa, mettendo in contatto le rocce del basamento cristallino della Falda Pontis con quelle della Falda Monte Leone e queste ultime con il basamento cristallino della Falda Lebendun. Il rigetto verticale calcolato, in base ai dati cartografici, è almeno dell'ordine di 400 - 500 m, tuttavia il rigetto totale potrebbe essere molto superiore in quanto, dalle informazioni ricavabili dalla

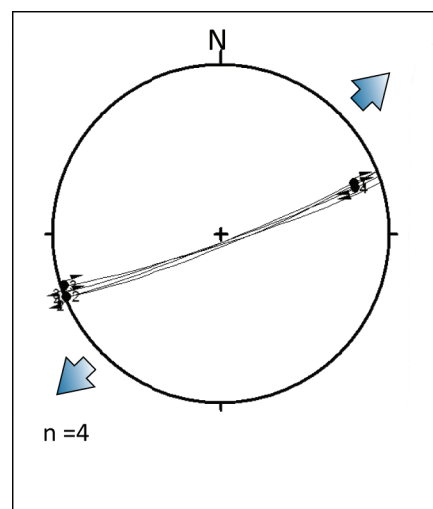


Fig. 3.26: Diagramma di Angelier relativo alla stazione ST14. Le frecce azzurre indicano la direzione di estensione.

cartografia geologica, la faglia sembra aver avuto carattere trascorrente destro.

In prossimità di tale faglia è stata posizionata la stazione ST14 dove affiorano anfiboliti e paragneiss della Falda Pontis. Esse sono interessate da faglie secondarie, parallele alla principale, che mostrano fratture coniugate di tipo T e strie. I dati cinematici acquisiti sono mostrati in fig. 3.26. Il diagramma stereografico di Angelier (fig. 3.26) mostra un insieme di fratture parallele molto coerenti tra loro per orientazione e cinematica. Esse hanno direzione ENE-OSO e inclinazione prossima a 90°. Gli indicatori cinematici individuati evidenziano una cinematica di tipo trascorrente destro, confermando quanto mostrato dalla cartografia. Questa faglia è cinematicamente coerente con la Linea del Sempione.

3.3.5. AREA DEL LAGO D'AVINO

Il lago d'Avino si trova in una piana data da una paleo-superficie posta a 2200 m s.l.m. Essa è bordata a O dalla dorsale del Monte Leone, a NE da una scarpata piuttosto rettilinea, che, dalla quota del lago, scende in verticale per circa 150 m marcando il confine con la piana dell'Alpe Veglia; a S essa è delimitata dalla dorsale N di P.ta Valgrande.

Lungo tale piana affiorano in maniera estesa le rocce del basamento cristallino (sub-unità di Valgrande) della Falda Lebendun, composte da paragneiss a due miche e granato. Tali rocce sono in contatto con la serie assottigliata di copertura meta-sedimentaria della Falda Monte Leone, affioranti lungo le pareti del Monte Leone, attraverso una zona di faglia. Tale faglia è sub-verticale con direzione N-S. Il movimento lungo tale faglia è di tipo trascorrente destro, come confermato dai dati di cinematica mostrati a seguire.

La stazione ST04, dove sono state acquisite misure su meso-faglie, è situata a SE del lago D'Avino, all'interno del corpo roccioso poco deformato, circa 1 km a est della faglia principale. Tale sito è interessato da diversi piani di faglia sub-verticali con *slickenside*, strie e minerali di quarzo striato, con gradini. I dati sono mostrati attraverso il diagramma stereografico di Angelier in fig. 3.27a. Da cui si evince come le faglie si raggruppano in due famiglie principali. La prima, è caratterizzata da faglie immergenti a N e NNO con angoli di 80 e 90°. Tali strutture presentano cinematica trascorrente sinistra. La seconda famiglia è caratterizzata da faglie immergenti a ENE, con inclinazione compresa tra 80 e 90° e cinematica trascorrente destra, coerente con il movimento lungo la faglia principale. Come mostrato anche dalla proiezione stereografica degli assi P T (fig. 3.27b), le faglie rilevate presentano tutte cinematica coerente. Gli assi P, infatti, si

raggruppano in un'area molto ristretta posta a SO, mentre gli assi T si raggruppano in aree ristrette poste a NO e SE. L'asse P medio risultante è inclinato di pochi gradi verso SE, mentre l'asse T medio è inclinato di pochi gradi verso NO. Tale configurazione degli assi P T è coerente con la configurazione dei tensori principali dello stress (fig. 3.27c). Infatti, come per l'asse medio P, il tensore σ_1 è inclinato di pochi gradi verso SO mentre il tensore σ_3 , al pari dell'asse medio T, è inclinato di pochi gradi verso NO. Tale configurazione risulta coerente con quanto mostrato per la stazione 13 e testimonia una fase diversa da quella responsabile dell'attività lungo la Linea del Sempione.

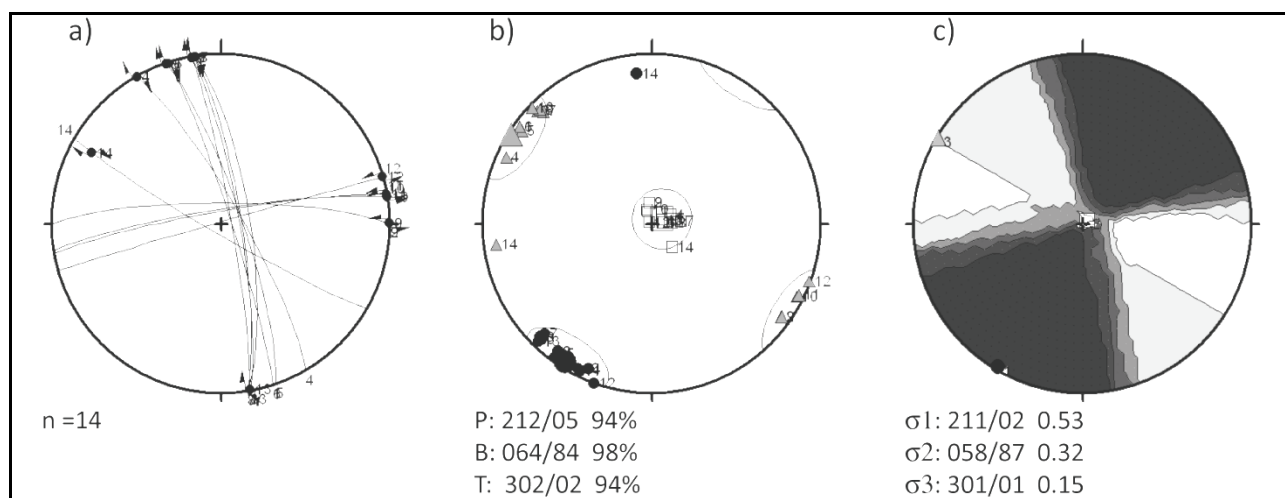


Fig. 3.27: Diagrammi stereografici relativi alla stazione ST04; a) diagramma di Angelier; b) proiezione degli assi P, B, T calcolati per un angolo $\theta = 54^\circ$ c) Diagramma dei diedri retti con proiezione degli tensori dello stress.

3.3.6. AREA DEL VERSANTE NORD DEL WASENHORN

L'area analizzata in questo paragrafo comprende tutto il versante nord occidentale del Wasenhorn, la valle Ganter che lo delimita a NO e il prolungamento sud occidentale della dorsale del Fülhorn, a SO dell'abitato di Rosswald. In quest'area affiorano in maniera estesa le rocce del basamento cristallino dell'unità di Pontis. Esse sono costituite prevalentemente da paragneiss a mica e granato e da ortogneiss, con livelli anfibolitici. Tali rocce sono in contatto con le coperture meta-sedimentarie dell'unità di Pontis, caratterizzate da scisti, arenarie e conglomerati permocarboniferi, affioranti nella valle Ganter. Lungo la valle Ganter affiora una porzione assottigliata del basamento cristallino della Falda Monte Leone, con le relative coperture meta-sedimentarie, caratterizzate da livelli assottigliati di marmi dolomitici o calcarei e carnioli seguiti da una più potente successione di calcescisti parzialmente conglomeratici. A NO dell'abitato di Rosswald affiora una successione piuttosto uniforme di calcescisti, attribuiti da Leu (1986) alla zona di Sion-

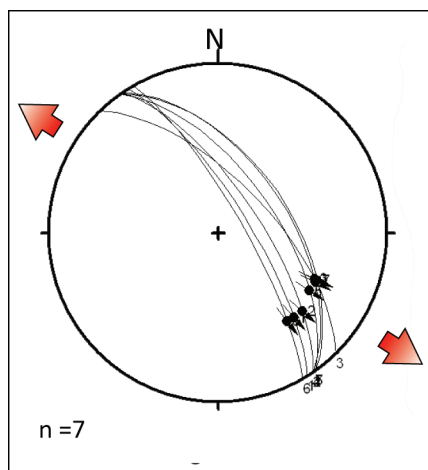


Fig. 3.28: Diagramma di Angelier relativo alla stazione ST15. Le frecce azzurre indicano la direzione di estensione.

Courmayeur. Dove il versante nordoccidentale del Fülhorn si raccorda alla valle di Briga, a NO dell'abitato di Rosswald, le unità del Penninico Medio descritte sopra sono in contatto con le rocce della Falda Elvetica Wildhorn. In tutta l'area, la scistosità delle rocce di basamento e delle coperture sedimentarie, così come i contatti per sovrascorrimento tra le unità penniniche medie, penniniche inferiori ed elvetiche, sono verticalizzati o rovesciati per i fenomeni di retro-piegamento tardivo di fase D4 (cfr. paragrafo 1.3) responsabili della formazione delle macropieghe di Berisal e di Glishorn (fig. 1.6).

Nell'area qui descritta sono state individuate tre faglie principali (sezione V, Allegato 2). La più meridionale, subito a SE del Wasenhorn, è sub-verticale con direzione ENE-OSO, simile a quanto visto per l'area dell'Alpe Veglia. Essa pone in contatto le rocce di basamento dell'unità di Pontis con quelle di copertura dell'unità di Monte Leone. Il movimento di tale faglia non è stato documentato da misure di cinematica poiché essa affiora in zone di difficile accesso. Tuttavia dalla reinterpretazione della cartografia esistente è stato calcolato un rigetto verticale di circa 300 m. Non si può escludere che, come nel caso della faglia dell'Alpe Veglia, tale faglia abbia un'importante componente trascorrente, non quantificata.

Un'altra importante faglia è stata individuata lungo il versante nord-occidentale del Wasenhorn. Anch'essa è sub-verticale, ma con direzione NNO-SSE. Il movimento lungo tale faglia non è valutabile dai dati di cartografia, poiché essa attraversa litotipi molto uniformi; tuttavia i dati di cinematica acquisiti evidenziano un'attività di tipo normale. A nord dell'area analizzata, lungo la valle Ganter, è stata individuata un'altra importante faglia immergente di circa 80° verso NO. Questa, in base alla reinterpretazione della cartografia geologica unitamente all'individuazione di rocce di faglia e indicatori cinematici, mostra un movimento di tipo normale con rigetto verticale minimo di circa 700 m (sezione 1, Allegato 2). Tale faglia presenta un nucleo caratterizzato da un grado di fratturazione che varia da *blocky* a disintegrato, con alcuni livelli di *gouge* laminati (Marinos e Hoek, 2000).

Nell'area, le misure di cinematica sono state acquisite in tre stazioni (ST15, ST16, ST17), due delle quali si trovano all'interno di volumi di roccia meno danneggiati, mentre una è situata in

prossimità della faglia con direzione NNO-SSE.

La stazione ST15, situata a O della faglia principale in un volume di roccia poco danneggiato, è interessata da un sistema di meso-faglie caratterizzate da piani *slickenside* e strie. Talvolta sono stati individuati minerali striati quale il quarzo, e piani coniugati di tipo P che hanno permesso di riconoscere il verso del movimento. I dati, mostrati in fig. 3.28, evidenziano la presenza di un'unica famiglia di faglie con direzione NO-SE e immersione verso NE con angoli di inclinazione variabili tra 60 e 80°. Tale configurazione compatibile con quanto visto per altre stazioni, è caratteristica di una fase di deformazione fragile diversa da quella responsabile dell'attività lungo la Linea del Sempione e probabilmente successiva alla stessa.

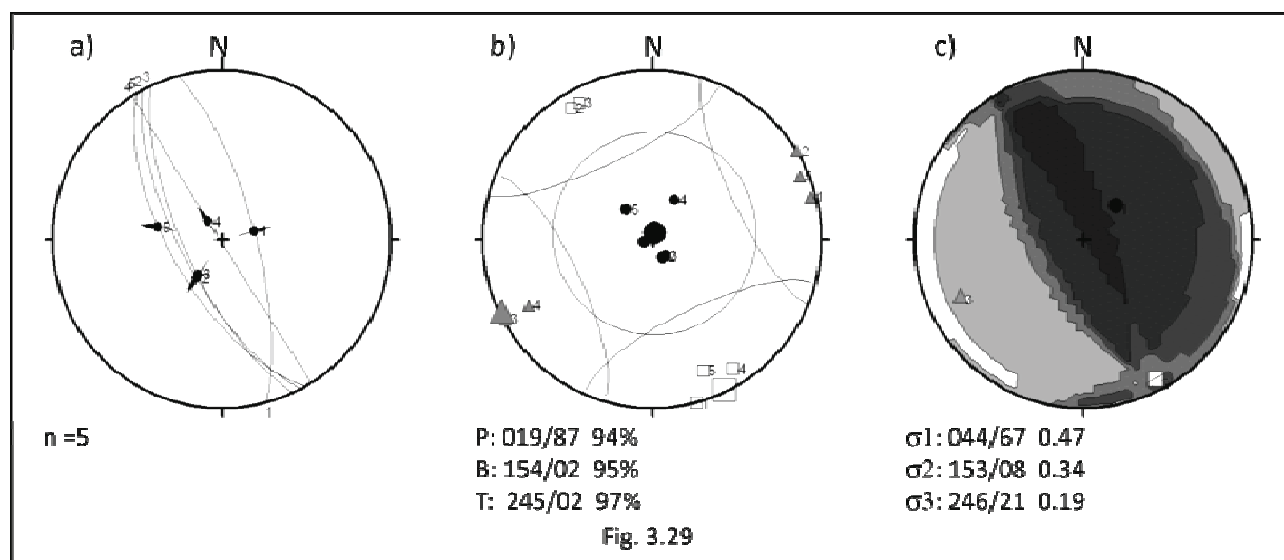


Fig. 3.29: Diagrammi stereografici relativi alla stazione ST16. Nella figura sono rappresentati: a) diagrammi di Angelier; b) proiezioni degli assi P, B T calcolati per un angolo $\theta = 30^\circ - 20^\circ$ e 54° rispettivamente; c) Diagramma dei diedri retti con proiezione degli tensori dello stress.

La stazione ST16 è situata in prossimità di una delle faglie principali, avente direzione NNO-SSE. Gli affioramenti qui sono interessati da un sistema di meso-faglie con direzione NNO-SSE e inclinazione con angoli variabili tra 60 e 90°. Le superfici di faglia sono caratterizzate prevalentemente da piani *slickenside* e strie. In alcuni casi sono stati trovati minerali striati e gradini, quali quarzo con clorite associata, che hanno permesso di definire il senso della dislocazione. I dati sono inseriti in figura 3.29. Il diagramma stereografico di Angelier (fig. 3.29a) mostra che tutte le faglie hanno movimento di tipo normale con, talvolta, debole componente di trascorrenza destra. Come mostrato dalla proiezione degli assi P T (fig. 3.29b) esse sono molto coerenti dal punto di vista cinematico producendo raggruppamenti concentrati di assi P nella zona

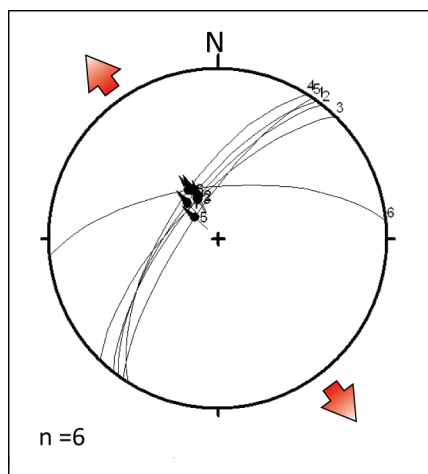


Fig. 3.30: Diagramma di Angelier relativo alla stazione ST17. Le frecce azzurre indicano la direzione di estensione.

centrale e raggruppamenti di assi T sub-orizzontali con assi verso SO e NE. La configurazione dei tensori dello sforzo (fig. 3.29c) coincide con la configurazione degli assi P B e T medi con tensore principale σ_1 sub verticale con azimuth verso NE e tensore σ_3 sub-orizzontale con azimuth verso SO. Tale configurazione, coerente con quanto visto in altre stazioni, permette di attribuire tali strutture alla fase di deformazione responsabile dell'attività lungo la linea del Sempione.

La stazione ST17 è situata a nord della faglia principale avente direzione NO-SE individuata nella valle Ganter. Essa è posta in un volume di roccia meno deformato rispetto alla zona centrale della faglia. Qui sono state individuate una serie di

meso-faglie caratterizzate da strie e minerali fibrosi di calcite. Le misure acquisite sono poste in fig. 3.30. Esse si riferiscono a una famiglia di faglie con direzione NE-SO inclinate verso NO di angoli compresi tra 70 e 80°. E' stata individuata una sola faglia principale inclinata verso N di 65°. Dal diagramma stereografico di Angelier (fig. 3.30) è evidente che tutte le faglie hanno cinematica coerente e sono caratterizzate da movimenti di tipo *dip-slip*. Solo la faglia con direzione E-O mostra una debole componente di trascorrenza sinistra.

3.3.7. AREA DEL MONTE LEONE-WASENHORN

In questo paragrafo si analizzerà l'area posta a est del passo del Sempione, lungo il versante occidentale del Wasenhorn. In quest'area affiora l'unità Pontis, sia nella sua porzione di basamento cristallino, sia in quella meta-sedimentaria. Le rocce di tali unità sono già state descritte in maniera esaustiva nei paragrafi precedenti e nel capitolo 1. In quest'area è possibile riconoscere importanti strutture attribuibili a diverse fasi della storia deformativa del massiccio. Pochi chilometri a nord del passo del Sempione, infatti, si può riconoscere un importante piega isoclinale di fase D2, rappresentata anche in sezione V (Allegato 2). Nell'area sono state individuate anche alcune importanti faglie che hanno direzione NE-SO e che rappresentano, probabilmente, quelle descritte nei paragrafi 3.3.4 e 3.3.6. Esse sono sub-verticali immergenti verso NO e accomodano rigetti verticali di 300 - 400 m circa, ribassando i settori a NO (sezione V, Allegato 2). Tali rigetti, come nel caso delle faglie descritte nei paragrafi suddetti, potrebbero

essere apparenti dato che tali faglie potrebbero avere un'importante componente di trascorrenza. I dati acquisiti nell'area sono suddivisi in due stazioni di misura (ST18 e ST19).

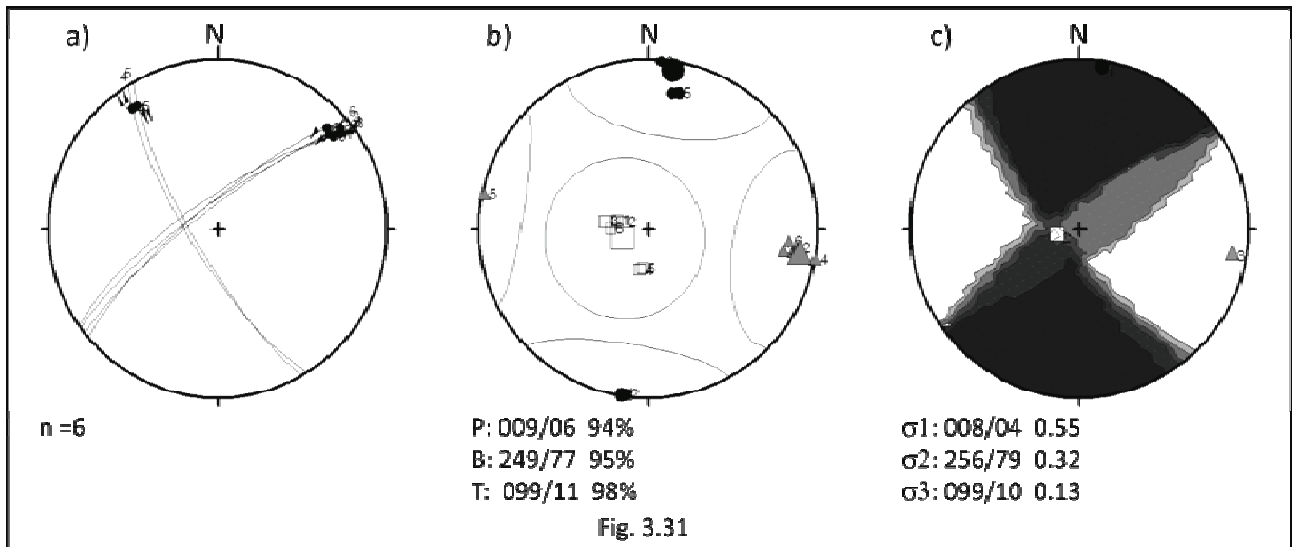


Fig. 3.31: Diagrammi stereografici relativi alla stazione ST18. Nelle figure sono rappresentati: a) diagrammi di Angelier; b) proiezioni degli assi P, B, T calcolati per un angolo $\theta = 44^\circ$ e 30° rispettivamente; c) Diagramma dei diedri retti con proiezione degli tensori dello stress.

La stazione ST18 si trova nell'area del passo Chaltwasser, poche centinaia di metri a ovest del rifugio Monte Leone. Qui affiora una serie di calcescisti appartenenti alla copertura sedimentaria dell'unità di Pontis. L'affioramento è interessato da una serie di meso-faglie caratterizzate dalla presenza di calcite fibrosa con gradini. I dati di cinematica acquisiti sono mostrati in fig. 3.31. Il diagramma stereografico di Angelier (fig. 3.31) mostra la presenza di due famiglie di faglie. La prima ha direzione NE-SO e inclinazione verso NO di circa 80° e mostra cinematica trascorrente sinistra, coerente tra tutte le misure. La seconda, con direzione NO-SE e inclinazione verso SO di circa 80° , mostra cinematica trascorrente destra. La cinematica dei due sistemi è compatibile con un unico evento deformativo, così come evidenziato dalla proiezione degli assi P T (fig. 3.31b). Qui, infatti, si riconosce un elevato grado di concentrazione degli assi P e T tutti coerenti tra loro. La configurazione dei tensori dello stress, in conformità con la distribuzione degli assi P e T medi, mostra i tensori principali σ_1 e σ_3 , sub-orizzontali, orientati rispettivamente verso NNE e ESE. Tale configurazione è stata individuata in diverse stazioni ed è attribuibile a una fase diversa da quella riguardante l'attività lungo la Linea del Sempione.

La stazione ST19 si trova lungo il sentiero che dal passo del Sempione conduce al rifugio Monte Leone. Qui affiorano i paragneiss a mica e granato dell'unità Pontis. L'affioramento, per

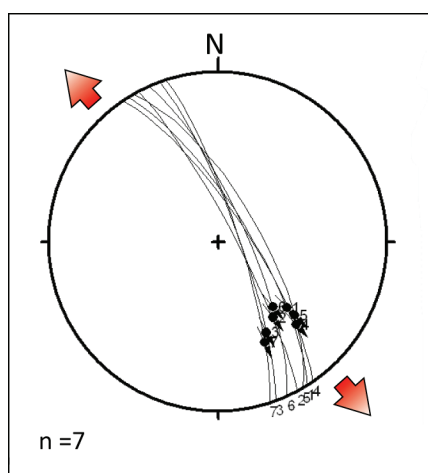


Fig. 3.32: Diagramma di Angelier relativo alla stazione ST19. Le frecce azzurre indicano la direzione di estensione.

questa stazione di misura, è interessato da numerose mesofaglie con piani *slickenside* e quarzo fibroso. I dati di cinematica sono riportati in fig. 3.32. Qui, dal diagramma stereografico di Angelier (fig. 3.32) si riconosce un'unica famiglia faglie piuttosto parallele. Esse hanno direzione NO-SE e immersione verso NE di circa 70-80°. La cinematica di tali strutture è di tipo trascorrente destro con componente normale. Tale distribuzione, seppur basata su un'unica famiglia di faglie, e quindi con scarso significato statistico, è comunque coerente con quanto visto per la stazione 18 e alle stazioni a essa assimilabili, e si riferisce allo stesso evento deformativo.

3.3.8. AREA DEL SEMPIONE

L'area analizzata in questo paragrafo si trova a ovest dell'abitato di Sempione, in corrispondenza dei rilievi posti a ovest del passo del Sempione. Tale settore è piuttosto marginale rispetto all'area di studio, oggetto di questa tesi. Tuttavia è di particolare importanza poiché qui è possibile osservare la relazione d'intersezione tra le diverse fasi deformative fragili. Questa zona, oggetto di numerosi studi di geologia strutturale (per es. Mancktelow 1985, 1987, 1992; Mancktelow e Grasemann, 1993; Wawrzyniec et al 1999; Wawrzyniec e Selverstone 2001; Keller et al, 2006; Grosjean et al., 2004), è particolarmente interessante poiché vi affiorano le miloniti e ultracataclasiti della Linea del Sempione. Queste marcano il contatto per *detachment* estensionale tra le unità penniniche inferiori e medie già descritto nel primo capitolo. Tale contatto, documentato anche dalla cartografia geologica, presenta alcune particolarità. Infatti, osservando la carta geologica si nota una deviazione verso ovest della Linea del Sempione che non è giustificata dalla geometria della faglia. Tale faglia, infatti, è inclinata di circa 30° verso SO e ha come direzione media NO-SE. E' per tale motivo che si è deciso di analizzare la cinematica delle strutture affioranti, con l'ubicazione di due stazioni di misura, di cui una in prossimità del punto dove il livello di ultramiloniti sembrava deviare. Le stazioni analizzate sono la ST20 e ST21.

La stazione ST20 si trova all'interno dell'unità Pontis. Qui affiorano i paragneiss a mica bianca e granato, del basamento cristallino dell'unità, in contatto con gli scisti della copertura meta-sedimentaria. Le rocce affioranti presentano una foliazione milonitica uniforme e

immergente verso SO di circa 25 - 30°, associabile alla zona di *shear* del Sempione. L'affioramento è interessato anche da diverse famiglie di faglie che presentano piani *slickenside* con evidenti strie, e quarzo fibroso con clorite associata. I dati acquisiti in tale stazione sono presentati in fig. 3.33. Essi riguardano due famiglie di dati di cui una caratterizzata da faglie con direzione NNE-SSO e inclinate di 50 - 60° verso ONO o verso ESE. La seconda famiglia è caratterizzata da faglie inclinate di circa 50° verso S e con direzione E-O. I dati di cinematica mostrati nel diagramma di Angelier di fig. 3.33a, mostrano una spiccata uniformità della cinematica associata a tali strutture. Le faglie con direzione NNE-SSO mostrano movimenti di trascorrenza sinistra con componente normale, mentre le faglie con direzione E-O mostrano movimenti di trascorrenza destra con una minore componente normale. L'uniformità di tali indicatori è ben visibile anche dalla proiezione degli assi P T (fig. 3.33b), che mostra un raggruppamento di assi T inclinati di pochi gradi verso SO, mentre c'è maggiore dispersione tra gli assi B e P che spesso sono invertiti. Tale inversione è giustificata dal fatto che ci troviamo in prossimità della Linea del Sempione ed all'interno dell'estesa zona di *shear* del Sempione dove il disturbo prodotto da tali megastrutture è molto elevato. La configurazione dei tensori dello stress (fig. 3.33c) è caratterizzata dal tensore σ_1 mediamente inclinato verso SSE e il tensore σ_3 sub-orizzontale verso NE. Tale configurazione è compatibile con la dinamica della zona di faglia del Sempione e per tanto è ascrivibile alla stessa fase deformativa.

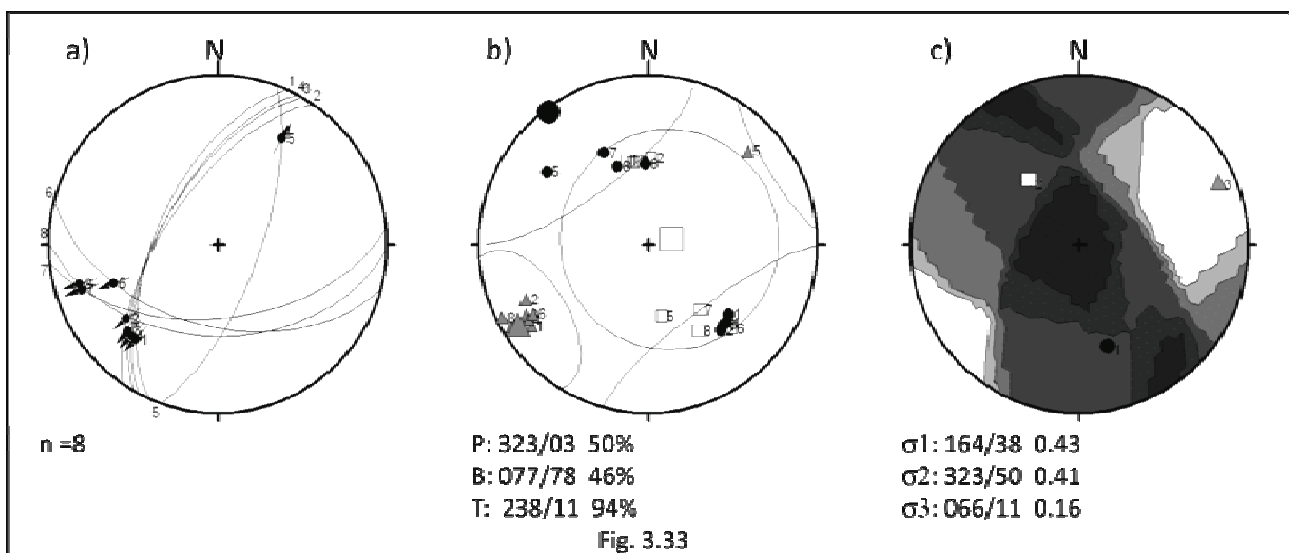


Fig. 3.33. Diagrammi stereografici relativi alla stazione ST20. Nella figura sono rappresentati: a) diagrammi di Angelier; b) proiezioni degli assi P, B, T calcolati per un angolo $\theta = 74^\circ$ e 40° rispettivamente; c) Diagramma dei diedri retti con proiezione degli tensori dello stress.

La stazione ST21 è situata lungo il sentiero che conduce allo Spitzhornli, dove affiora un

livello di ultracataclasiti che termina in una zona piuttosto caotica. Esse riaffiorano solo a qualche migliaio di metri a ovest, in corrispondenza della dorsale meridionale dello Spitzhornli.



Fig. 3.34: Visione panoramica dallo Spitzhornli dove è possibile riconoscere le ultracataclasiti della Linea del Sempione dislocate da una faglia diretta ENE.

L'affioramento dove è stata posta la stazione di misura è interessato da diverse famiglie di meso-faglie che dislocano la foliazione delle ultracataclasiti (fig. 3.34) e presentano piani di slickenside e quarzo fibroso. I dati di cinematica relativi a tali faglie sono mostrati in fig. 3.35. Il diagramma stereografico di Angelier (fig. 3.35) mostra

faglie immergenti verso SSE e verso S, con inclinazione piuttosto variabile compresa tra 50 e 90°.

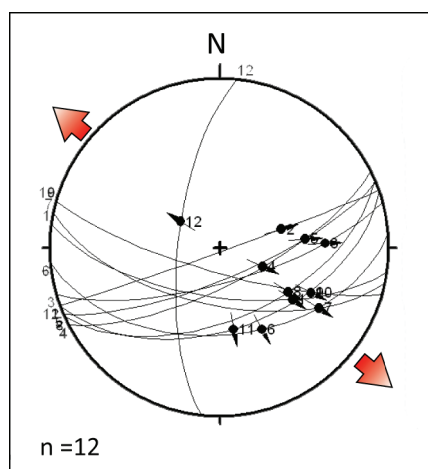


Fig. 3.35: Diagramma di Angelier relativo alla stazione ST19. Le frecce azzurre indicano la direzione di estensione.

La cinematica di tali faglie è di tipo normale con componente di trascorrenza sinistra. Questa configurazione, differisce sensibilmente dall'orientazione dei tensori dello sforzo per le strutture correlabili con la Linea del Sempione. Essa evidentemente corrisponde ad una fase di deformazione fragile che in questo sito risulta chiaramente successiva alla deformazione responsabile dell'attività della Linea del Sempione.

3.4. DISCUSSIONE: EVOLUZIONE TETTONICA NEL SETTORE OCCIDENTALE DEL DUOMO METAMORFICO LEPONTINO

3.4.1. EVIDENZE DALL'ANALISI STRUTTURALE

L'analisi condotta mediante tecniche di telerilevamento ha permesso il riconoscimento di diverse strutture a scala chilometrica, del tutto, o in parte, ignorate dalla letteratura esistente e dalla cartografia geologica. L'area del Sempione, a tal riguardo, è interessata da diversi sistemi di faglia che accomodano rigetti talvolta anche importanti. I molti casi tali dislocazioni erano interpretate, dagli autori della cartografia geologica (Bearth, 1972; Burri et al., 1993; Steck et al., 1999), come risultanti da fenomeni plicativi. In alcuni casi, invece, mancava del tutto la corrispondenza tra cartografia ed affioramenti.

I sistemi di faglia più importanti sono rappresentati nella carta fornita in appendice IV e in fig. 3.14. Qui si può notare che le strutture principali possono essere riunite in tre gruppi. Il primo è dato da faglie con persistenza maggiore, ma anche con maggiori rigetti, che hanno direzione NE-SO e ENE-OSO e sono caratterizzate da movimenti di trascorrenza destra, che le rendono cinematicamente ascrivibili alla fase di deformazione fragile, responsabile dell'attività lungo la Linea del Sempione. Tuttavia, dall'analisi delle meso-strutture, si è osservato che tali faglie spesso presentano anche evidenze di movimenti di tipo distensivo con componente sinistra, che si sovrappongono alle precedenti. Questo indica un'attività polifasica lungo tali strutture, probabile conseguenza di regimi di stress diversi. Ciò risulta particolarmente evidente per le stazioni ST13, ST12, ST18, ST17. Il rigetto verticale minimo, calcolato lungo tali strutture, varia tra 300 e 800 m. Tuttavia esso probabilmente appare vista la complessa storia cinematica di tali strutture, contraddistinte da importanti componenti di trascorrenza.

Il secondo gruppo è dato da faglie dirette NO-SE. Tale sistema è molto frequente nella parte meridionale dell'area di studio, in particolare in Val Divedro. Tali strutture sono caratterizzate principalmente da movimenti di tipo *dip-slip*, con tetto ribassato verso SO. Queste faglie, pur accomodando rigetti piuttosto contenuti (100 - 200 m), presentano importanti evidenze di *shear* descritte e illustrate nei paragrafi precedenti (*slickenside*, strie, minerali fibrosi e *tension gashes*).

Il terzo gruppo è dato da faglie orientate NNO-SSE con cinematica trascorrente sinistra. Tali

strutture, pur non generando rigetti importanti, sono risultate particolarmente utili per la ricostruzione dello stato di stress. Infatti queste, associate con faglie minori orientate circa E-O, accomodano un'estensione verso NO e una contrazione orizzontale verso NE. Tale configurazione degli stress non è mai stata descritta in quest'area.

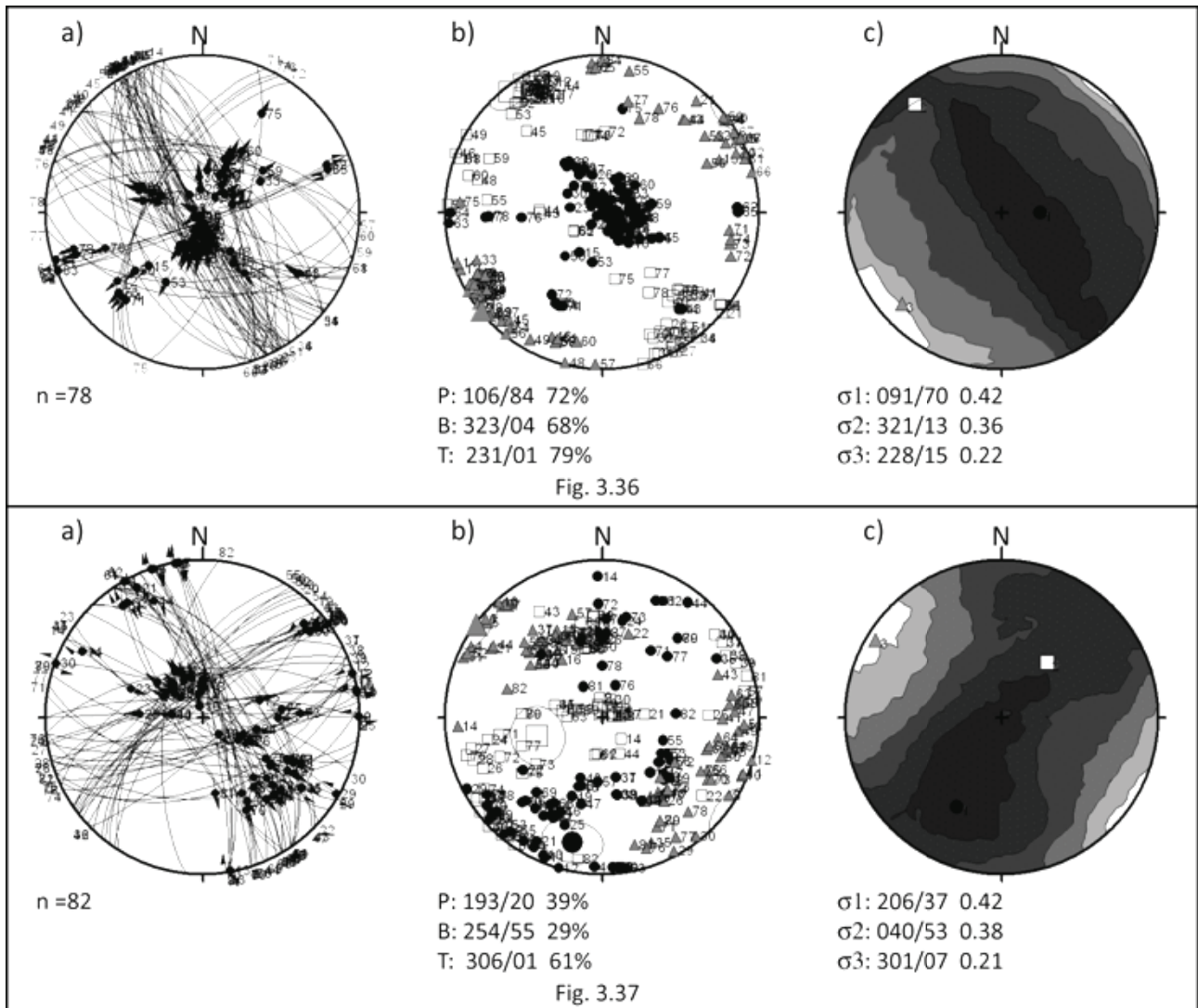


Fig. 3.36: Diagrammi stereografici complessivi per le meso-faglie, ascrivibili alla fase A, individuate nell'area di studio.
Fig. 3.37: Diagrammi stereografici complessivi per le meso-faglie, ascrivibili alla fase B, individuate nell'area di studio.
 Nelle figure sono rappresentati: a) diagrammi di Angelier; b) proiezioni degli assi P, B, T calcolati per un angolo $\theta = 18^\circ$ e 44° rispettivamente; c) Diagramma dei diedri retti con proiezione degli tensori dello stress per le due fasi di deformazione fragile.

Riassumendo quanto descritto nei paragrafi precedenti, nell'area del Massiccio del Sempione, al letto della faglia normale del Sempione, sono state riconosciute due fasi di deformazione fragile. Per comodità le chiameremo fase A e fase B. La prima (fase A) genera principalmente estensione, lungo le strutture dirette NO-SE, e trascorrenza destra, lungo le strutture dirette NE-SO e ENE-OSO (fig. 3.36a). Tale fase è caratterizzata da un asse di estensione

diretto NE-SO e da compressione verticale (fig. 3.36b). La distribuzione degli assi P B e T da origine a raggruppamenti piuttosto coerenti. La configurazione dei tensori principali dello sforzo è mostrata in fig. 3.36c. Tale configurazione è perfettamente coerente con l'attività lungo la zona di faglia del Sempione.

La deformazione lungo le strutture descritte, sottoposte a questo stato di stress, è avvenuta a temperature anche piuttosto elevate. Lo documenta il frequente ritrovamento di patine di clorite e solfuri, testimoni di circolazione di fluidi caldi. In particolare, le faglie con direzione NO-SE erano, in parte, già note in letteratura, per lo meno alla scala dell'affioramento. Grosjean et al (2004) e Wawrzyniec et al (1999) descrivono tali strutture in prossimità della Val Divedro, attribuendole, alla fase finale dell'evento responsabile della dislocazione lungo la zona di faglia del Sempione. In particolare Wawrzyniec et al. (2001) associano tale sistema di faglie a meccanismi di *rolling hinge* durante l'esumazione del *footwall* della zona di faglia del Sempione. Essi, attraverso l'analisi di inclusioni fluide in minerali sincinematici, registrano temperature superiori a 250° C durante l'attività di tali faglie. Tali osservazioni si combinano bene con la presenza di minerali quale clorite e solfuri, di chiara natura sine e post-cinematica, individuati con questo studio.

L'ulteriore fase di deformazione fragile (fase B), individuata nell'area di studio, è responsabile, principalmente, dell'estensione lungo le strutture con direzione NE-SO, della trascorrenza sinistra lungo le strutture con direzione E-O e dell'estensione con componente sinistra lungo le strutture con direzione ENE-OSO (fig. 3.37a). I rigetti minimi verticali, calcolati per quest'ultima famiglia di faglie, sono sensibilmente maggiori rispetto a quanto visto per tutte le altre strutture, variando tra 400 e 1000 m circa. Quest'ultima fase di deformazione fragile è caratterizzata da un asse di estensione diretto NO-SE e da un asse di contrazione sub-orizzontale diretto NE-SO (fig. 3.37b). La configurazione dei tensori principali dello sforzo è mostrata in fig. 3.37c. Tale configurazione indica meccanismi di estensione perpendicolare all'orogene, già descritti in letteratura, per aree limitrofe (Champagnac et al., 2004; Sue et al. 2007; Glotzbach et al., 2008).

A differenza di quanto mostrato sopra, tale fase, determina l'attività di strutture generatesi a temperature piuttosto basse. Infatti, esse non presentano associazioni di minerali sincinematici di alta temperatura. La deformazione, è sempre caratterizzata da un intenso grado di fratturazione e le rocce di faglia sono sempre cataclasiti grossolane e solo in alcuni casi gouges.

La compresenza dei due assi di estensione principale ricostruiti con questo studio, era in parte già nota in letteratura. I risultati di Grosjean et al. (2004), riportati in figura 3.38, infatti, mostrano una generale e diffusa estensione in direzione SO-NE, registrata su numerose faglie minori, poste in prossimità della Linea del Sempione unita a fenomeni di estensione verso N o NE.

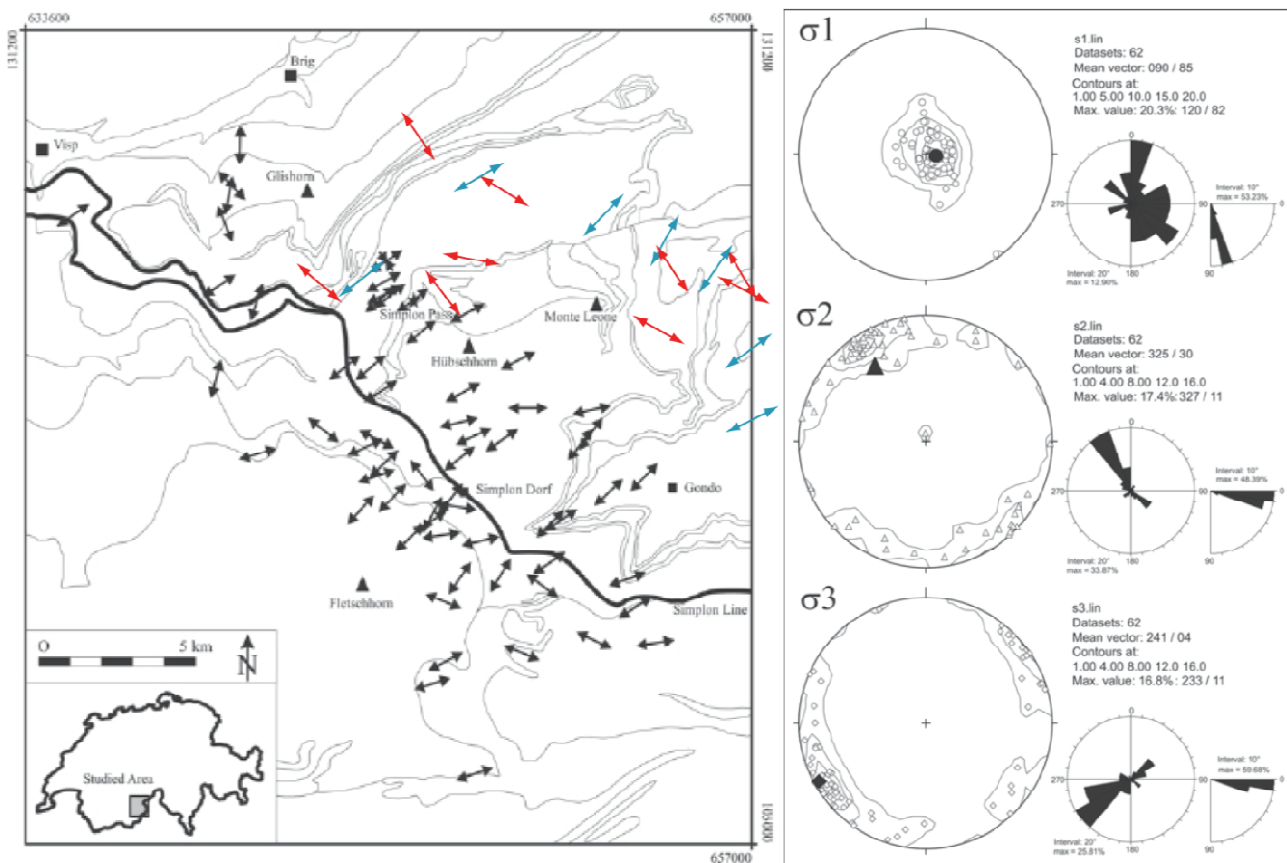


Fig. 3.38: Sulla sinistra è riportata la presentazione cartografica degli assi di estensione medi misurati da Grosjean et al. (2004) (freccie nere) e durante questo studio (freccie rosse e azzurre). Sulla destra sono riportati i risultati dell'analisi cinematica condotta da Grosjean et al. (2004).

Essi interpretano tali evidenze come l'effetto di un'unica fase di deformazione caratterizzata da bassi valori del rapporto di stress. Diversamente Sue et al. (1999), le interpretano, anche per altre aree, come l'effetto di fenomeni di estensione radiale, caratteristici delle porzioni più arcuate della catena. Sue et al (2007) e Champagnac et al. (2004), invece, riconoscono due fasi distinte di deformazione fragile. Con questo studio sono state aggiunte nuove evidenze che supportano quest'ultima interpretazione. Infatti, il frequente ritrovamento di segnali di riattivazione di faglie sottoposte a regimi di stress differenti testimonia che la fase B è disgiunta e successiva alla fase A. Tale relazione temporale è confermata dai rapporti di intersezione tra le faglie ascrivibili alle due diverse fasi. Infatti, spesso le strutture appartenenti alla

fase B dislocano strutture ascrivibili alla fase A. Tale relazione geometrica è evidente specialmente nell'area a ovest del Passo del Sempione, descritta nel paragrafo 3.3.8. Qui è evidente come la fascia di ultracataclasiti, che marca la Linea del Sempione sia dislocata ad opera di strutture ascrivibili alla fase B. Ciò documenta inequivocabilmente la posteriorità di tale evento deformativo rispetto all'evento di fase A. Inoltre, la configurazione del campo di stress, per l'ultimo evento, si accorda bene anche l'arresto dell'attività lungo la Linea del Sempione, già documentato da Mancktelow (1992) e confermato da una forte riduzione della sismicità lungo tale struttura (Maurer, 1993; Sue et al., 1999; Kastrup, 2002). Tuttavia, restano ancora da definire i tempi in cui cambio nella cinematica della deformazione fragile sarebbe occorso. A tal proposito, risulta evidente che il l'instaurarsi dell'ultima fase di deformazione fragile sarebbe piuttosto recente, essendosi verificato durante la fase di arresto della faglia del Sempione, registrata dalla diminuzione delle velocità di dislocazione, negli ultimi 11 Ma (Mancktelow 1992; Mancktelow e Grasemann, 1993).

3.4.2. EVIDENZE DALLA TERMOCRONOLOGIA

Entrando nel dettaglio delle relazioni tra attività delle faglie e distribuzione dell'età, l'osservazione dei dati termocronologici mostra che gli insiemi di età, registrano spesso variazioni sostanziali tra età contigue. Tali "salti" di età sono particolarmente evidenti per i campioni di superficie con età delle tracce di fissione, che variano tra ~14 Ma e ~7 Ma, ed età (U-Th)/He, che variano tra ~8 Ma e ~2 Ma, ma anche sui campioni del tunnel, relativamente alle età delle tracce di fissione, che variano tra ~7 Ma a ~3 Ma. In particolare le principali differenze sono state registrate tra campioni di rocce separati da zone di faglia e, pertanto, seguono la distribuzione spaziale di alcune faglie maggiori. Osservando i grafici di fig. 3.39 è possibile apprezzare tale corrispondenza e riconoscere una relazione inversa tra il verso del movimento delle faglie e lo sfasamento tra le età. Tale relazione soddisfa le aspettative teoriche. Infatti, lungo una faglia normale, le velocità di esumazione al letto differiscono da quelle al tetto, essendo maggiori le prime rispetto alle seconde (Ehlers et al., 2001; Stockli, 2005). Questo perché, anche nel caso esemplificativo di erosione e assetto termico in stato stazionario, le rocce a letto subiscono un sollevamento relativo rispetto a quelle di tetto. Ciò determina età più giovani per le prime rispetto alle seconde. Tale differenza di età risulta tanto più accentuata quanto maggiore è l'entità del rigetto verticale registrato durante o dopo la chiusura del sistema termocronometrico utilizzato. Per le distribuzioni di età più antiche,

il disturbo prodotto dalla tettonica è diffuso a tutta l'area, poiché esse sono influenzate dall'attività di faglie relative sia alla fase A che alla fase B. In base a tali osservazioni è possibile aggiungere dei vincoli temporali all'evoluzione di tali strutture per le quali è registrata un'attività iniziata tra 15 e 10 Ma e perdurata fino a circa 3 Ma.

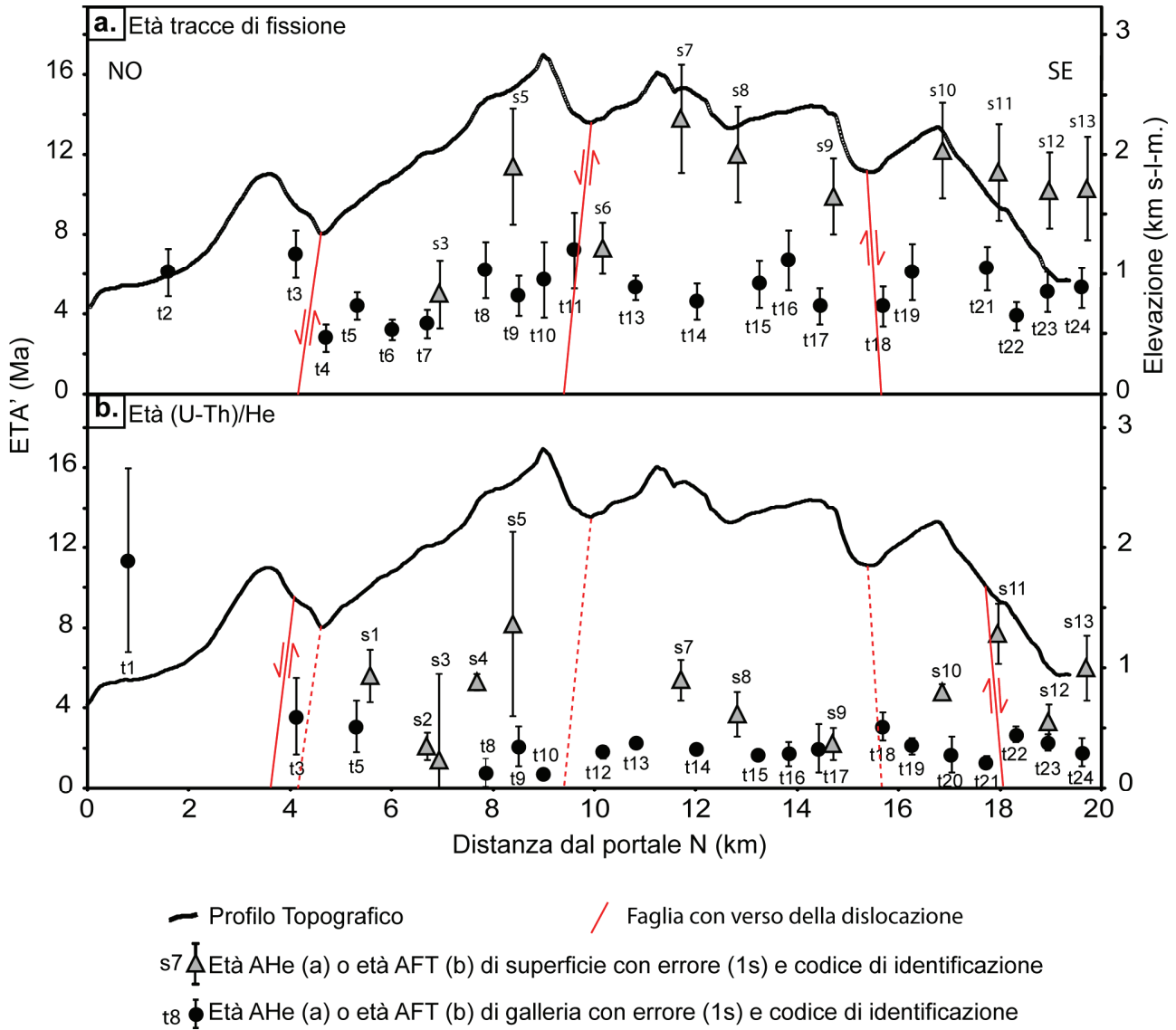


Fig. 3.39: In figura sono riportate (a) le età AFT e (b) le età AHe, misurate su campioni di galleria (cerchi neri) e di superficie (triangoli grigi). Sono inserite anche le faglie principali, rappresentate con linee rosse continue e verso della dislocazione, quando esercitano influenza sui campioni circostanti, e con linee rosse tratteggiate quando non esercitano alcun effetto.

La distribuzione di età AHe su campioni del tunnel sono marcatamente più giovani, variando tra ~3.5 Ma e ~0.8 Ma, con un valore medio di ~2 Ma. Queste sono piuttosto omogenee lungo tutto il transetto e non registrano effetti significativi prodotti della tettonica. Solo due eccezioni sono evidenti, alle estremità del transetto. In particolare si è registrato un "salto" di età

tra i campioni T1 e T2 posti all'estremità settentrionale della galleria. Questi documentano un'estensione verso NO compatibile con il movimento lungo la faglia con direzione ENE-OSO descritta nel paragrafo 3.3.6, appartenente alla fase B di deformazione fragile. Un'altro salto significativo è dato dai campioni T21 e T22 posti all'estremità meridionale, che evidenziano un'estensione verso S, coerente con il verso del movimento lungo la faglia avente direzione ONO-ESE descritta nel paragrafo 3.3.1, attribuibile anch'essa alla fase B. Tali evidenze suggeriscono che dopo 2 Ma la deformazione fragile agisce unicamente attraverso strutture di fase B poste all'estremità del rilievo.

3.5. CONCLUSIONI

Nell'area del massiccio del Sempione è stato possibile documentare e caratterizzare l'evoluzione della deformazione fragile, attiva al letto della faglia del Sempione, mediante l'applicazione di tecniche di telerilevamento e di analisi strutturale e cinematica, condotta su 16 stazioni di misura. Inoltre, la datazione di rocce raccolte in profondità, lungo il traforo del Sempione, e in superficie, lungo la sua traccia, ha permesso di aggiungere vincoli cronologici a tali fasi, attraverso la correlazione tra dati strutturali con la distribuzione delle età. L'analisi condotta ha evidenziato l'esistenza di due fasi di deformazione fragile (fase A e fase B), che agiscono principalmente attraverso la dislocazione lungo faglie ad alto angolo.

La prima di queste, la fase A, è legata principalmente all'attività di faglie normali immergenti a SO e NE e di faglie trascorrenti subverticali e dirette ENE. Queste sono responsabili dell'estensione in direzione NE-SO, coerente e relazionabile con l'estensione parallela all'orogene attiva anche lungo la Linea del Sempione.

Diversamente, la fase B è legata all'attività di faglie normali immergenti principalmente verso NE e SO e di faglie trascorrenti sub-verticali e dirette da NNO a ONO. A queste si aggiungono alcune strutture con direzione ENE-OSO riattivate con cinematica distensiva sinistra. Tali strutture, nel loro insieme, sono responsabili dell'estensione in direzione NO-SE, coerente e relazionabile con la fase estensione perpendicolare all'orogene.

Dal confronto tra rigetti e cinematica delle strutture osservate con la distribuzione di età misurate lungo il transetto è emerso che le strutture appartenenti alla fase A esercitano un'influenza significativa sugli insiemi di età più antiche, giustificando le variazioni di età tra i campioni raccolti attraverso le zone di faglia. Questo dimostra che, in quest'area, l'estensione parallela all'orogene è stata attiva dapprima attraverso meccanismi di deformazione duttile lungo la zona di *shear* del Sempione e successivamente attraverso meccanismi di deformazione fragile lungo la linea del Sempione e lungo faglie fragili poste a letto di quest'ultima. Nella sua evoluzione tale fase di deformazione ha avuto un'attività pressoché continua negli ultimi 20-25 Ma che è perdurata fino a circa 3 Ma. Al contrario, le strutture responsabili dell'estensione perpendicolare all'orogene (Fase B), oltre ad influenzare gli insiemi di età più antiche, producono effetti sulle distribuzioni di età più giovani misurate nel tunnel (2 Ma di media), in particolar modo attraverso il

movimento lungo faglie poste all'estremità del transetto. Ciò indica che tale fase di deformazione si è protratta oltre 2 Ma attraverso l'attività di strutture che delimitano il massiccio, e risulta, pertanto, successiva alla fase A. Tali evidenze documentano un significativo cambio nei campi di stress agenti in quest'area con il passaggio, negli ultimi 3 Ma da una tettonica di estensione parallela all'orogene, agente attraverso faglie a basso angolo (zona di faglia del Sempione) e faglie ad alto angolo, ad una tettonica di estensione perpendicolare all'orogene, agente esclusivamente attraverso la dislocazione di faglie ad alto angolo.

CAPITOLO 4

DISCUSSIONI E CONCLUSIONI

4. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Con questo studio sono state applicate tecniche termocronometriche di bassa temperatura lungo il tunnel ferroviario del Sempione, unite all'analisi delle strutture fragili attive nelle ultime fasi dell'evoluzione tettonica dell'area. Ciò ha permesso di ricavare informazioni di primaria importanza sull'evoluzione geologica del transetto e delle aree circostanti, e di apportare nuovi vincoli temporali alle dinamiche morfologiche e tettoniche agenti negli ultimi 10 - 15 Ma. In tale modo è stato possibile indagare le relazioni tra tettonica e clima quali fenomeni responsabili della modellazione del rilievo e dell'esumazione dei corpi rocciosi, vincolando i tempi e le modalità di azione dei singoli fattori agenti sulle forme del rilievo.

Al fine di definire le modalità con cui la tettonica ha agito durante gli ultimi 15 Ma è stata condotta un'accurata analisi cinematica e il calcolo dei rigetti lungo le stesse. Questo ha permesso di riconoscere le due fasi principali di deformazione fragile di seguito descritte.

La fase B, attiva durante gli ultimi 15-10 Ma è contraddistinta da un'orientazione del campo di stress con σ_1 verticale e σ_3 poco inclinato verso SO. Tale configurazione permette di correlare tale fase all'attività della faglia normale a basso angolo del Sempione, responsabile della denudazione tettonica del settore occidentale del Duomo Metamorfico Lepontino. La fase B, attiva durante gli ultimi 4-5 Ma è successiva e, diversamente dalla precedente, è contraddistinta da un'orientazione dello stress con il tensore σ_1 poco inclinato verso SO e il tensore σ_3 poco inclinato verso NO.

Il rilevamento in campagna e l'analisi strutturale hanno permesso di definire quali tra le strutture maggiori hanno avuto attività compatibile con la prima o la seconda fase. In particolare, si è visto che le faglie orientate NO-SE con cinematica normale e le faglie orientate NE-SO o ENE-OSO, con cinematica trascorrente destra, sono attribuibili alla fase A e, quindi, direttamente relazionabili con l'attività lungo la Linea del Sempione. Le faglie orientate NE-SO con cinematica normale, le faglie ENE-OSO con cinematica distensiva sinistra e le faglie E-O con cinematica sinistra, sono invece attribuibili alla fase B. In alcuni casi è stata documentata anche la riattivazione di sistemi preesistenti, come nel caso di alcune faglie con direzione ENE-OSO con indicazione di una cinematica polifasica. Queste sono caratterizzate da una dislocazione trascorrente destra di fase A e sono state successivamente riattivate con movimenti distensivi sinistri durante la fase B.

L'analisi delle relazioni esistenti tra le distribuzioni di età termocronologiche e le strutture ha confermato i rapporti temporali individuati attraverso l'analisi strutturale. In particolare, è emerso che le strutture appartenenti alla prima fase di deformazione fragile (Fase A), hanno continuato a dislocare i corpi rocciosi dopo la chiusura dei campioni di superficie (a temperature <120° C circa), generando importanti variazioni tra le età misurate attraverso le faglie. Tale effetto è rilevante sulle età ottenute dai campioni di superficie mentre diviene meno importante per le età più antiche ottenute sui campioni di galleria. Le età più giovani ottenute in galleria con il metodo AHe non mostrano effetti significativi derivanti da questa fase di deformazione fragile. Tutto ciò indica che tale fase di deformazione, iniziata tra 15 e 10 Ma, ha operato fino a circa 3 Ma, confermando quanto proposto da precedenti lavori sull'evoluzione tettonica delle aree al letto della zona di faglia del Sempione (Mancktelow, 1992; Mancktelow e Grasemann, 1993). Le strutture appartenenti alla seconda fase oltre a produrre effetti sulle età più antiche influenzano, in parte, anche le età più giovani attraverso l'azione di faglie poste ai margini del transetto. Ciò sta ad indicare che la seconda fase di deformazione fragile iniziata a circa 4-5 Ma ha continuato nella sua azione fino a oltre 2 milioni di anni fa.

L'analisi dei dati termocronologici, ottenuti sia dai campioni raccolti in superficie che da quelli in profondità lungo l'intero transetto, ha evidenziato la quasi completa mancanza di relazioni tra la topografia e le distribuzioni delle età misurate. In particolare, tale assenza di correlazione è evidenziata dalla presenza di variazioni, negli insiemi di età più antiche, non giustificabili con variazioni della topografia e dall'elevata omogeneità, dell'insieme di età più giovani, che non riflette le variazioni della topografia sovrastante. Ciò vale, in particolar modo, per l'insieme di età AHe nel tunnel che variano debolmente intorno alla media di 2 Ma. Questi dati indicano, quindi, che intorno a quell'età è avvenuto il raffreddamento sotto i 70°C contemporaneo di tutti i campioni di galleria, probabilmente relazionabile ad una fase di sollevamento integrale dell'intero massiccio caratterizzato da un assetto termico con isoterme piuttosto piatte, riflesso di una topografia livellata. Questi risultati documentano come la configurazione morfologica attuale sia il risultato di dinamiche recenti, attive negli ultimi 2 Ma.

Un altro importante risultato ottenuto dall'analisi termocronologica è stata la registrazione di un sensibile aumento dei tassi di raffreddamento, e quindi di esumazione, negli ultimi 5 Ma che raggiungono i valori massimi a circa 2 Ma. In particolare tra 3 ed 1 Ma i tassi di raffreddamento maggiori sono stati registrati in corrispondenza dei settori dove attualmente si localizzano le valli

principali, suggerendo un'esumazione fortemente concentrata delle aree vallive.

Tali evidenze sono apparentemente in contrasto con i risultati dei principali studi sull'evoluzione tettonica dell'area. Infatti Mancktelow (1992), Grasemann e Manktelow (1993) e Maxelon e Mancktelow (2005) documentano una sensibile diminuzione dell'esumazione tettonica dopo circa 11 Ma che, negli ultimi 3 Ma, diviene trascurabile. Sue et al. (1999, 2007) e Glotzbach et al. (2008) dimostrano che la storia tettonica più recente è caratterizzata dall'estensione perpendicolare all'orogene. L'analisi strutturale e termocronologica condotte con questo studio rafforzano ulteriormente questi ultimi risultati. Infatti, si è dimostrato come nell'area di studio tali dinamiche di estensione siano estesamente presenti, favorite soprattutto dall'azione di faglie ad alto angolo normali, o comunque con un'importante componente di *dip-slip*, immergenti a SO nella porzione meridionale ed a NE nella porzione settentrionale. La presenza di una simile configurazione della deformazione ci si aspetterebbe una diminuzione dei tassi di raffreddamento verso le porzioni marginali del transetto poiché, in genere, lungo le faglie ad alto angolo si registra una diminuzione dei tassi verso le porzioni ribassate dovute al sollevamento relativo delle rocce poste al letto. Il risultato di tale azione determinerebbe, pertanto, uno smorzamento del trend dei tassi di raffreddamento registrati a 1 Ma, riportato in figura 4.1, che tuttavia resta ben riconoscibile.

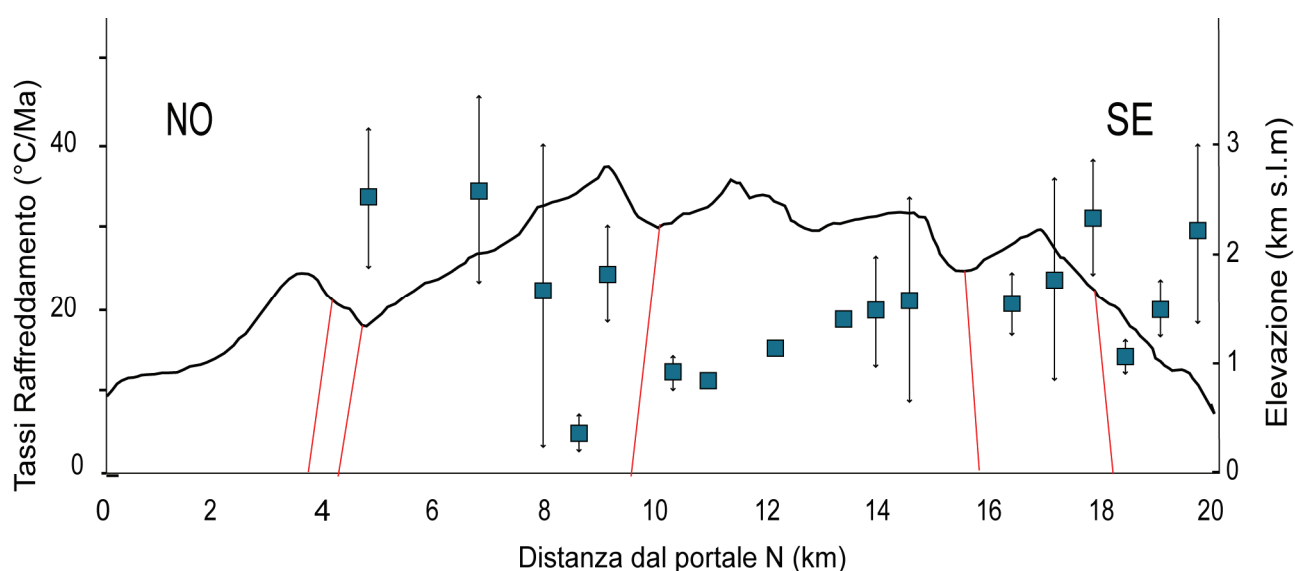


Fig. 4.1: Grafico della distribuzione dei tassi di raffreddamento a 1 Ma (quadrati blu) in cui sono state inserite anche le faglie principali che intersecano il transetto (linee rosse). La distribuzione mostra un evidente aumento dei tassi di raffreddamento verso le valli principali.

Tali ragioni inducono a concludere che la tettonica ha esercitato un effetto limitato sul insieme di dati termocronologici e pertanto ha assunto un ruolo secondario nell'aumento recente

dei tassi di esumazione. Di conseguenza tali fenomeni possono essere spiegati esclusivamente con un sensibile aumento dei tassi di erosione che dopo circa 2 Ma è risultata essere particolarmente spinta in corrispondenza delle valli. Tali variazioni nelle dinamiche erosionali avvengono in corrispondenza di importanti variazioni climatiche e si può quindi supporre che il clima abbia avuto un ruolo fondamentale nell'esumazione della catena (almeno negli ultimi 5 Ma). Queste variazioni climatiche, nell'emisfero settentrionale, corrispondono a:

- (i) il passaggio a condizioni climatiche più umide alla fine della crisi di salinità del Messiniano;
- (ii) l'instabilità climatica indotta dall'inizio dei cicli di glaciazione.

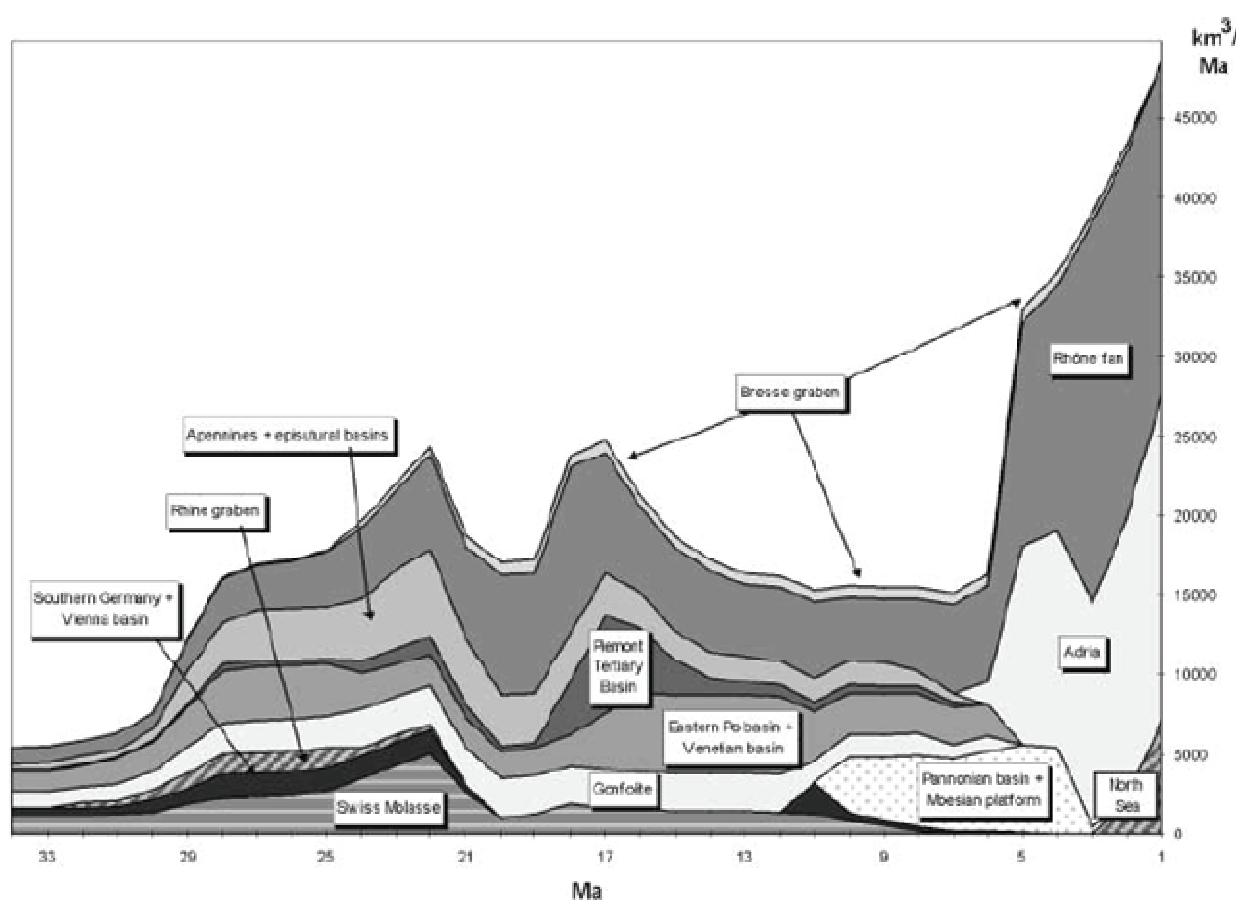


Fig. 4.2: Grafico dei tassi di sedimentazione nei principali bacini periferici alpini (da Kuhleermann et al., 2002).

Diversi studi sull'evoluzione morfotettonica dell'orogene alpino enfatizzano l'importanza delle variazioni climatiche relazionabili con l'evento Messiniano, in special modo in seguito al lavoro di Kuhleermann et al. (2002) i quali documentano un importante aumento dei tassi di sedimentazione nei bacini periferici alpini, tra 6 e 5 Ma (fig. 4.2). Tali risultati sono confermati dal lavoro di Cederbom et al. (2004) che documenta un aumento dell'erosione nell'avampaese settentrionale

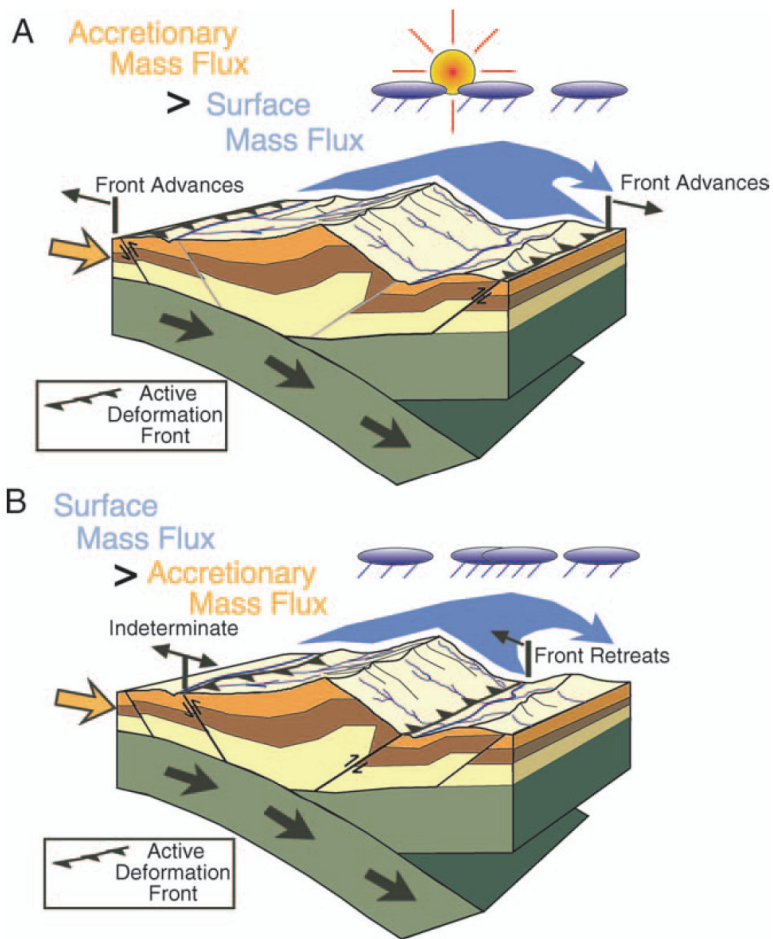


Fig. 4.3: Schema del passaggio da una fase (A) costruttiva dell'orogene, caratterizzata da un input di massa maggiore dell'output, ad una (B) distruttiva, caratterizzata da un input di massa minore dell'output. Nello schema è mostrato anche il cambiamento dello stile tettonico caratterizzato dapprima da un avanzamento del fronte orogenetico (A) e poi da un ritiro del fronte orogenetico (da Willett et al. (2006).

alpino, negli ultimi 5 Ma. Basandosi su queste evidenze Willett et al. (2006) ipotizzano il passaggio da una fase costruttiva dell'orogene ad una fase distruttiva (fig. 4.3) contemporaneo all'aumento dei tassi di erosione e sedimentazione. Essi correlano quest'effetto ai cambiamenti climatici iniziati durante il Messiniano. Vernon et al. (2008) confermano quest'ipotesi reinterpretando i dati termocronometrici ottenuti in tutto l'arco alpino centro-occidentale. Infatti, essi registrano un aumento generale dei tassi di esumazione tra 6 e 5 Ma (fig. 4.4).

Sebbene i risultati ottenuti con questo studio evidenzino un generale aumento dei tassi di raffreddamento temporalmente relazionabili con l'aumento

dell'erosione, originato dall'instaurarsi di condizioni climatiche più umide successive all'evento Messiniano, per quest'area è stato registrato un ulteriore incremento dei tassi di raffreddamento, legato all'escavazione spinta delle aree vallive. Tale aumento risulta più recente e temporalmente correlabile con un'ulteriore e più drastica fase di instabilità climatica correlabile con l'inizio dei cicli di glaciazione nell'emisfero settentrionale.

Tale evento è stato ben datato da diversi ricercatori a 2.4-2.7 Ma (Raymo, 1994; Haug et al. 1999; Lisiecki e Raymo, 2005). Molti studi sottolineano l'importanza dei cicli di glaciazione e deglaciazione nell'escavazione delle valli, sia in questo che in altri settori delle Alpi (per es. Hauselmann et al., 2007).

La relazione temporale tra i dati qui presentati e quest'ultimo evento climatico conferma quanto ipotizzato da Glotzbach et al. (2007) i quali registrano, sui Massicci Esterni, un segnale di tipo climatico che correlano, anch'essi, all'inizio dei cicli di glaciazione nell'emisfero settentrionale.

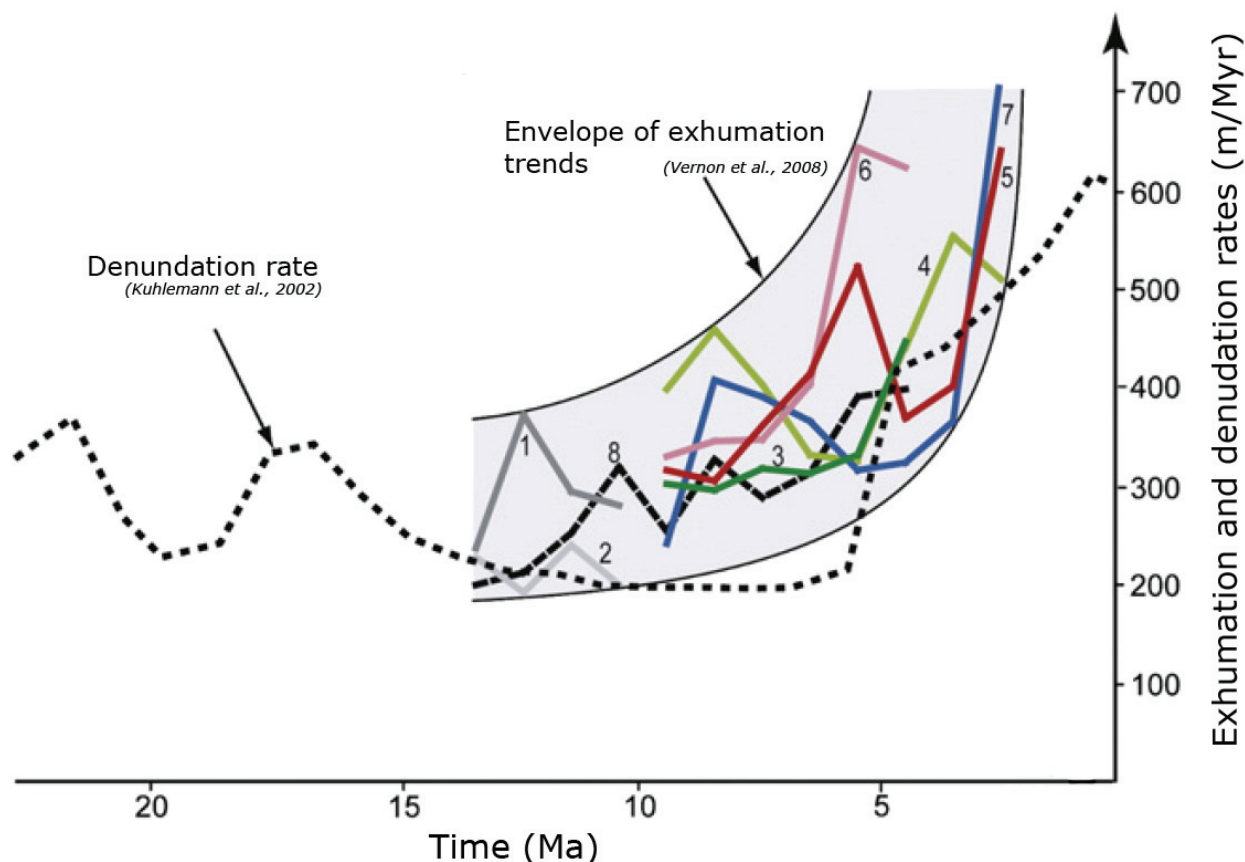


Fig. 4.4: Grafico dei tassi di esumazione denudazione in vari settori delle Alpi Centrali-Occidentali, l'involuppo in grigio rappresenta il trend generale in tutto il settore centro-occidentale alpino (da Vernon et al., 2008).

Champagnac et al. (2007) inoltre suggeriscono che le cause dell'aumento dei tassi di sollevamento sono da ricercare nella risposta isostatica dovuta all'erosione spinta. Essi ipotizzano che negli ultimi 2 Ma tale evento potrebbe essere stato responsabile di almeno il 50% del movimento verticale. Infine individuano proprio nelle Alpi Centrali l'area caratterizzata dai valori massimi di sollevamento isostatico (fig. 4.5). Quest'ultimo dato aiuta a spiegare anche perché in questo settore delle Alpi si registri un segnale climatico recente tanto marcato. La sensibilità dell'orogene alle dinamiche erosionali controllate dal clima è favorita anche da una deformazione tettonica limitata, controllata principalmente da dinamiche di collasso gravitativo, come suggerito da Selverstone (2005). Quest'ultima, infatti, rileva, durante le ultime fasi di deformazione, un sostanziale cambio nello stile tettonico lungo l'orogene alpino. In particolare dimostra che mentre nelle Alpi Orientali si conservano meccanismi di estensione parallela all'orogene per *lateral*

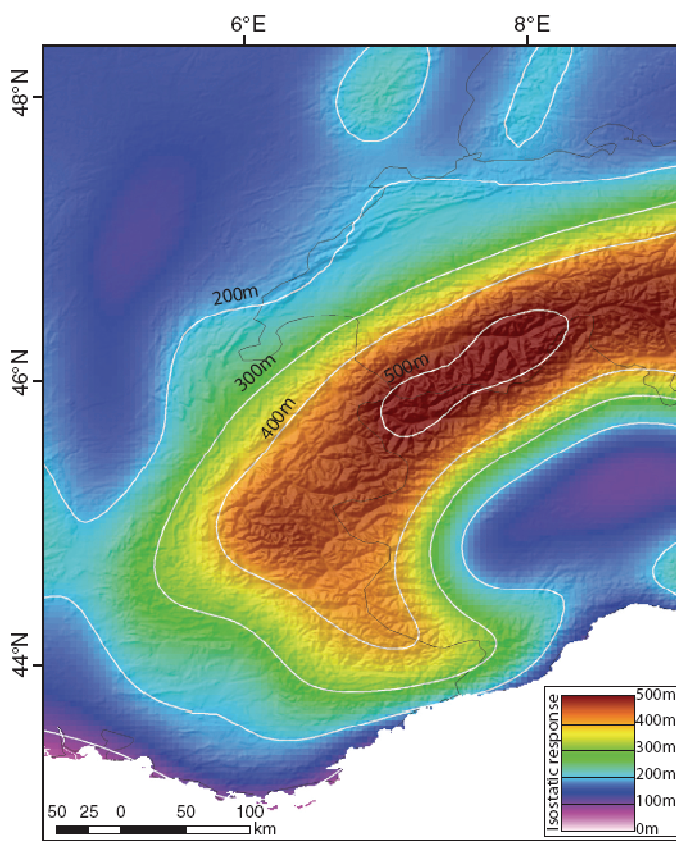


Fig. 4.5: Rappresentazione cartografica con metodo del contouring dell'entità del sollevamento dovuto a risposta isostatica negli ultimi 2 Ma (da Champoagnac et al., 2007)

escape, nelle Alpi Centrali ed Occidentali si registrano solo meccanismi di estensione radiale e perpendicolare all'orogene, generate proprio dal raggiungimento di un diffuso stato di instabilità gravitativa. Quest'ultima è generata dallo squilibrio dovuto all'apporto di massa non controbilanciato da un'equivalente uscita (Selverstone, 2005). Nelle Alpi Orientali l'*output* è garantito dall'apertura del Bacino Pannonico che favorisce la denudazione tettonica attraverso meccanismi di estrusione laterale (Ratschbacher et al. 1991a, Decker et al. 1993, Linzer et al.

1995, Peresson & Decker 1997, Reinecker & Lenhardt 1999, Eder & Neubauer 2000, Willingshofer & Cloetingh 2003, Grassl et al. 2004). Tale fenomeno risulta molto

efficiente nel bilanciamento di massa e può, per tanto, mascherare l'effetto dell'erosione. Nelle Alpi Centrali ed Occidentali, invece, mancando spazio sufficiente i meccanismi di estrusione laterale si sono arrestati in favore di un'estensione perpendicolare all'orogene. Tale meccanismo, verosimilmente meno efficace nel bilanciamento della massa, permette agli agenti esogeni di assumere un ruolo predominante nella stabilizzazione della catena attraverso il bilanciamento di massa per opera dell'erosione accelerata. Per tali ragioni questa porzione della catena alpina risulta essere particolarmente sensibile all'impronta climatica che può anche soverchiare il segnale tettonico.

APPENDICE 1

METODI DI DATAZIONE

APPENDICE 1: METODI DI DATAZIONE

A1.1. INTRODUZIONE

L'applicazione di diversi sistemi geocronometrici ha permesso a numerosi autori di ricostruire la storia termica di rocce, regioni geologiche e catene montuose (ad esempio, Andriessen and Zeck, 1994; Steck et al., 1994; Batt et al., 2000; Fitzgerald et al., 1999; Persano et al., 2002; White et al., 2002; Vernon et al., 2008). La geocronometria e le sue applicazioni in campo termocronologico sono basate sul concetto che determinati minerali trattengono i prodotti del decadimento radioattivo quando, durante il raffreddamento, raggiungono temperature specifiche comunemente dette "temperature di chiusura" (Dodson, 1973). A temperature maggiori della temperatura di chiusura (T_c), i prodotti del decadimento sono persi rapidamente per diffusione dal minerale, mentre a temperature inferiori alla T_c i prodotti del decadimento sono trattenuti all'interno del minerale.

L'evoluzione delle conoscenze e delle tecniche di misurazione in laboratorio ha permesso negli anni l'applicazione con successo di un sempre crescente numero di geocronometri sensibili ad un esteso intervallo di temperature. Geocronometri come U/Pb su zirconi, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ su feldspati o (U-Th)/He su titanite sensibili a temperature comprese tra 800°C e 200°C permettono di documentare processi che avvengono nelle porzioni più profonde della crosta terrestre. Geocronometri sensibili a temperature intermedie (da circa 240°C a 175°C; Hurford, 1986) come le tracce di fissione in zircone e geocronometri di bassa temperatura come le tracce di fissioni in apatite, sensibili a temperature comprese tra i 120°C ed i 60°C (Carlson et al., 1999; Laslett et al., 1987; Wagner, 1968), o (U-Th)/He in apatite, sensibile a temperature comprese tra 80°C e 40°C (Zeitler et al. 1987; Wolf et al. 1996, 1997), sono strumenti indispensabili a vincolare efficacemente il raffreddamento attraverso le porzioni più superficiali della crosta terrestre. Nella comunità scientifica è comunemente usato il termine termocronometro riferendosi a un dato geocronometro sensibile a temperature da medie a basse.

Le storie di raffreddamento derivate dai dati termocronometrici possono essere tradotte in termini di movimento verticale delle rocce attraverso la crosta terrestre, definito come "esumazione" (England e Molnar, 1990) o come denudazione (tettonica) se tale movimento è conseguenza di dislocazioni lungo faglie normali (*unroofing*, Moores et al., 1968; Armstrong,

1972; Ring et al., 1999). Bisogna tenere in considerazione che, per livelli crostali profondi, l'assunzione che le isoterme siano parallele alla superficie media della Terra è una valida approssimazione ma tale assunzione però non è valida per livelli superficiali, dove l'assetto termico risente dell'influenza topografica. Infatti le isoterme più superficiali tendono a seguire la topografia in maniera smorzata (Stüwe et al. 1994), risultando compresse sotto le valli e distanziate sotto i rilievi. Quest'effetto potrebbe portare ad una sovra-stima o sotto-stima dei tassi di esumazione (Braun, 2002a; Mancktelow and Grasemann, 1997; Stüwe and Hintermüller, 2000; Stüwe et al., 1994). L'effetto dei cambiamenti topografici su termocronometri di bassa temperatura come le tracce di fissione in apatite e ancor più (U-Th)/He in apatite può quindi essere significativo e per tanto è necessaria la conoscenza approfondita di come tali processi interagiscono.

A1.2. METODO DELLE TRACCE DI FISSIONE

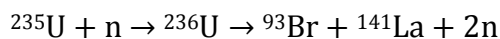
A1.2.1. TEORIA DEL METODO DI DATAZIONE

A1.2.1.1. FISSIONE NUCLEARE

La fissione nucleare è uno dei processi che portano al decadimento di nuclidi radiogenici aventi massa atomica >230 e numero atomico >90 . I radionuclidi aventi tali caratteristiche sono isotopi degli elementi appartenenti alla serie degli attinidi (Th, Pa, U, Np, Pu, etc.), molti dei quali decadono anche attraverso altri processi come ad esempio il decadimento per emissione di particelle α . Tra questi, solo gli isotopi ^{232}Th , ^{235}U e ^{238}U si rinvergono in concentrazioni apprezzabili nelle sostanze naturali. Tuttavia, la maggior parte delle tracce di fissione sono prodotte da ^{238}U , che è l'isotopo più abbondante della serie U. Per di più la semivita di tale isotopo, relativamente al decadimento per fissione e decadimento- α , è relativamente breve, come mostrato in tab. 1

	Abbondanza relativa (rapportata a ^{238}U)	Semi-vita totale (anni)	Semivita per fissione (anni)	Semivita spontanea
^{232}Th	4	1.40×10^{10}		1.0×10^{21}
^{235}U	7.25×10^{-3}	7.04×10^8		1.0×10^{19}
^{238}U	1	4.47×10^9		8.2×10^{15}

Esempi di reazioni di fissione sono:



Le reazioni di fissione producono due frammenti che, come evidenziato dagli esempi sopra, possono avere masse atomiche diverse (fig. A1.1). La differenza può essere anche importante e talvolta i frammenti pesanti possono avere massa doppia rispetto ai frammenti leggeri.

A1.2.1.2. STRUTTURA DELLE TRACCE DI FISSIONE

In seguito alla fissione nucleare le particelle pesanti generate, cariche di energia, muovendosi all'interno del cristallo producono una zona di danneggiamento all'interno del reticolo cristallino denominata "traccia di fissione latente" (*latent track*). Le dimensioni della traccia possono essere estremamente variabili, da 1 μm a qualche mm a seconda della carica, dell'energia cinetica della particella e del solido danneggiato. Nella maggior parte dei casi, la larghezza della traccia è di qualche nm e non è osservabile attraverso le normali tecniche di microscopia ottica. L'unico modo per osservare le tracce di fissione latenti è attraverso l'uso di microscopi a trasmissione elettronica (TEM) o attraverso alcuni microscopi elettronici ad alta risoluzione (HRTEM; Yada et al., 1987). Tali tecniche permettono di osservare come il reticolo cristallino sia completamente distrutto nella zona centrale della traccia, per uno spessore di 5 nm, circondato da zone meno danneggiate che si possono estendere fino a 10 nm. Le immagini proposte da Yada et al. (1981, 1987) mostrano una zona con stato quasi amorfo a bassa densità nella zona centrale della traccia

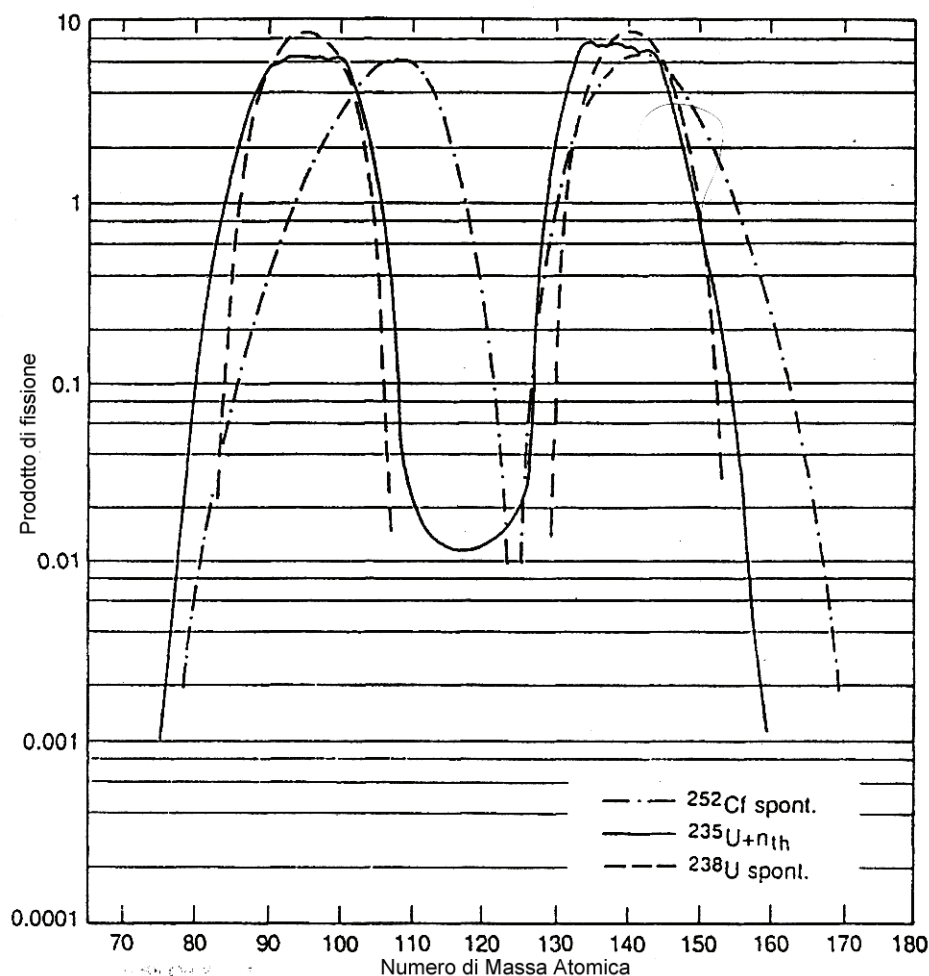


Fig. A1.1: Curve di distribuzione delle masse dei frammenti prodotti dalla fissione indotta dell' ^{235}U e per quella spontanea dell' ^{238}U e ^{252}Cf (da Wagner e van den Haute, 1992)

I piani del reticolo appaiono deformati in corrispondenza delle loro intersezioni con le tracce mentre deformazioni puntuali sono osservabili intorno alla terminazione delle tracce.

In realtà, esperimenti sulla dispersione dei raggi X condotti su miche ed olivine (Dartyge et al., 1978, 1981) sembrano indicare un aspetto intermittente e discontinuo delle tracce. Gli esperimenti mostrano la presenza di due tipi di difetti: difetti estesi e difetti puntuali. I difetti estesi, con un'ampiezza di 10-14 Å, sono zone con un'elevata densità di difetti puntuali e sono connesse da zone di difetti a bassa densità (*gaps*, fig. A1.2). La distanza tra due difetti estesi può essere di circa 200 Å (Lambert et al., 1970).

Tale modello non ha trovato una condivisione estesa, soprattutto in seguito agli esperimenti condotti da un gruppo di scienziati prevalentemente tedeschi (Albrecht et al., 1985, 1986). Essi hanno dimostrato che le tracce sono essenzialmente strutture continue che possono

essere descritte come cilindri lunghi ed ininterrotti con una variazione radiale di densità di tipo gaussiano.

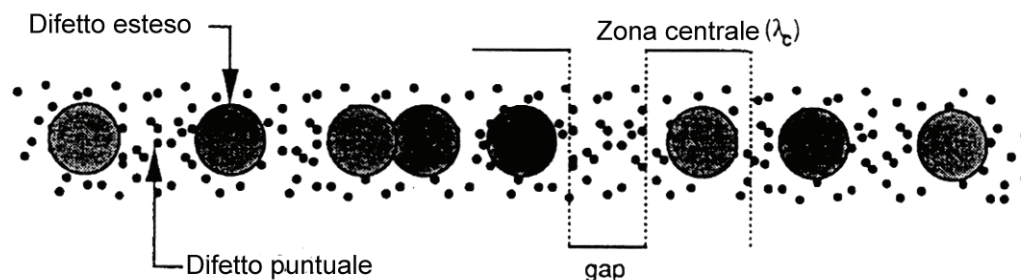


Fig. A1.2: Struttura schematica della struttura delle stracce dovute a particelle cariche (da Dartyge et al., 1981).

Mentre la natura discontinua delle tracce non è stata ancora efficacemente dimostrata, le osservazioni attraverso la normale microscopia ottica su mica e apatiti sembrano mostrare un comportamento irregolare delle tracce all'attacco acido (*etching*), in particolar modo quando i cristalli sono sottoposti a trattamento termico prima dell'attacco. Durante il riscaldamento a basse temperature, vengono rimossi solo i difetti puntuali e si creano quindi zone prive di danneggiamento tra difetti estesi. Il problema generale è molto importante, soprattutto in seguito sempre crescente utilizzo delle misurazioni delle dimensioni delle tracce al fine di ottenere informazioni sulla storia termica delle rocce.

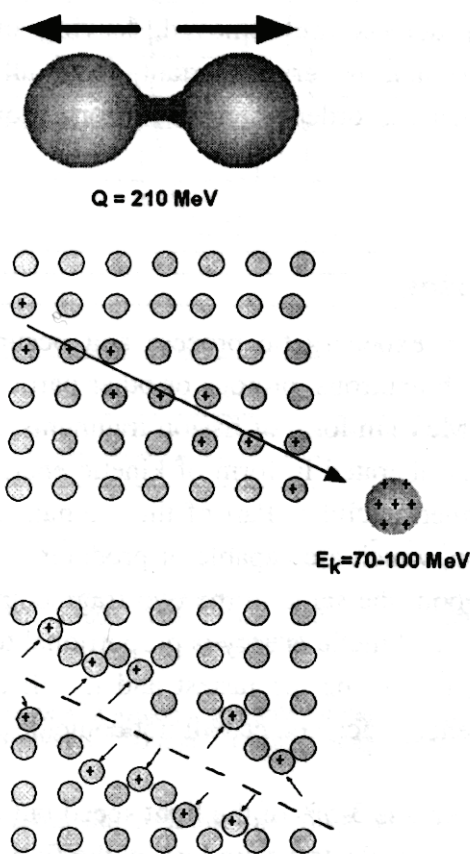


Fig. A1.3: Tre stadi di formazione delle stracce, secondo lo *ionization spike model* (da Fleisher et al., 1975).

A1.2.1.3. PROCESSI DI FORMAZIONE DELLE TRACCE

La fissione nucleare è un processo che libera energia e avviene sia spontaneamente che artificialmente attraverso il bombardamento con neutroni, protoni o altre particelle. Ciascuna reazione produce una grande quantità di energia (210 MeV) in forma di frammenti di fissione, neutroni e raggi γ . Una parte dell'energia (circa 170

MeV) viene liberata nella forma di energia cinetica a causa della forza di repulsione di Coulomb tra i due nuclidi appena formati. Parte della restante energia è trasferita ai neutroni rilasciati durante la fissione, che sono capaci di produrre nuove fissioni di altri radionuclidi pesanti. L'energia cinetica dei due frammenti è pressoché la stessa, anche se essi, come già detto, possono presentare masse piuttosto differenti. Poiché l'energia cinetica è proporzionale alla massa delle particelle, ne consegue che i frammenti più leggeri si muoveranno con velocità maggiore e quindi viaggeranno per distanze maggiori prima di fermarsi. Come conseguenza, il centro delle tracce non sarà sempre coincidente con la posizione originaria dell'atomo di U.

La velocità raggiunta dai frammenti prodotti è il 3-5% della velocità della luce ma è sufficiente per superare la velocità orbitale degli elettroni. Dunque alcuni elettroni vengono persi dai frammenti della fissione che diventano quindi cationi. Le interazioni con il reticolo cristallino poi fermano gradualmente gli ioni. Tali interazioni possono essere di due tipi: collisioni con gli atomi del reticolo cristallino o interazioni con gli elettroni degli atomi nelle loro posizioni reticolari. La collisione elastica è un evento molto raro se si considerano le ridotte dimensioni del nucleo comparate con le dimensioni degli atomi, ma risulta prevalente a bassa energia. Ad alta energia, è maggiormente probabile il secondo meccanismo. I frammenti ad alta ionizzazione, durante il loro percorso, possono fornire agli elettroni l'energia sufficiente per passare a livelli orbitali superiori o possono causare la loro uscita dalle orbite come raggi δ . Tale processo è alla base del cosiddetto *ionization spike model*, proposto per la prima volta da Fleischer et al (1965, 1967, 1975). Questo può essere sintetizzato in tre fasi (fig. A1.3):

- le particelle cariche inducono la ionizzazione attraverso l'interazione elettronica nel reticolo del solido;
- gli ioni adiacenti si respingono a vicenda verso posizioni interstiziali, lasciando una serie di vuoti lungo il percorso;
- lo sforzo locale del reticolo si distribuisce per rilascio elastico.

Una conferma di tale teoria deriva dal fatto che le tracce si formano solo in materiali isolanti e non in materiali conduttori, dove gli ioni del reticolo sarebbero immediatamente neutralizzati, prima che entrasse in azione la repulsione di Coulomb. Questa teoria, comunque, non tiene in considerazione le possibili discontinuità nella struttura delle tracce, come mostrato in precedenza. Infatti, se esistono due tipi diversi di difetti, allora i processi di ionizzazione coinvolti nella formazione delle tracce devono essere due. Una possibile soluzione deriva dalla

presenza di zone, lungo il percorso delle particelle, dove gli elettroni sono fortemente vincolati agli atomi del reticolo (Tombrello, 1984a,b). Chadderton et al. (1988) relaziona il carattere intermittente delle tracce a discontinuità nel reticolo cristallino, specialmente in minerali con struttura a *layers*.

A1.2.1.4. ATTACCO CHIMICO

L'osservazione diretta delle tracce latenti è possibile solo attraverso la microscopia a trasmissione elettronica (TEM). Per rendere le tracce visibili con normali tecniche di microscopia ottica sono state sviluppate diverse tecniche. Queste utilizzano per lo più metodi distruttivi che utilizzano le zone di danneggiamento come zone a rimozione preferenziale di materiale attraverso attacco chimico. Di conseguenza, solo le tracce che intersecano o sono connesse con le superfici sottoposte ad attacco possono essere rivelate.

L'attacco chimico consiste nella semplice immersione del cristallo in appropriati reagenti chimici capaci di disciogliere più efficientemente le zone a maggiore energia libera, come nel caso delle tracce latenti.

Generalmente, i tassi di corrosione lungo le tracce (V_T) sono maggiori del tasso di corrosione generale del minerale (V_G). Come mostrato in fig. A1.4, la lunghezza delle tracce dopo un tempo t sarà (Fleischer et al., 1975):

$$l = (V_T - V_G) t \quad \text{A1.2.1}$$

L'angolo θ indicato in fig. A1.4 sarà dato da:

$$\theta = \sin^{-1} \left(\frac{V_G}{V_T} \right) \quad \text{A1.2.2}$$

Il rapporto V_G/V_T è caratteristico per ogni tipo di minerale e reagente chimico. V_T è generalmente molto maggiore di V_G (di un fattore di 10 o più), il quale a sua volta è molto variabile in relazione all'orientazione cristallografica della superficie corrosa. Nelle apatiti, i tassi di corrosione sui piani prismatici che contengono l'asse c sono molto minori dei tassi di

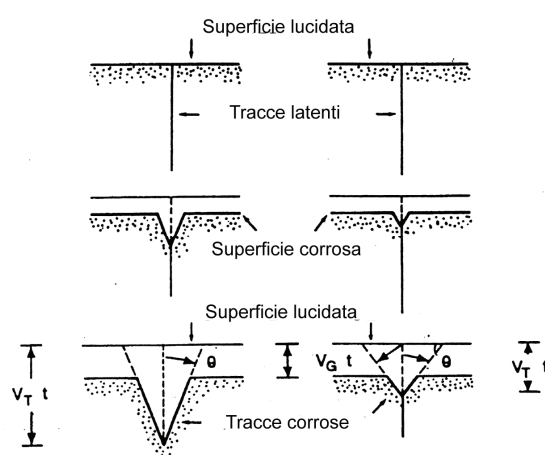


Fig. A1.4: Schema dello sviluppo di tracce con incidenza normale per tre gradi di attacco chimico (non attaccate, mediamente attaccate, pienamente attaccate; da Zattin, 1998).

corrosione sulla faccia basale. L'angolo θ può variare tra 1° e 5° , ma è molto maggiore nei vetri.

Affinché siano efficientemente rivelate dal reagente, le tracce devono intersecare la superficie del cristallo ad un angolo maggiore di un valore minimo detto *angolo critico* θ_c (Fleischer and Price 1964) che è uguale a:

$$V_G \cdot t = V_T \cdot t \cdot \sin \theta_c \quad A1.2.3$$

$$\theta_c = \sin^{-1} \left(\frac{V_G}{V_T} \right) = \theta \quad A1.2.4$$

Durante il processo di corrosione, non tutte le tracce vengono rivelate poichè parte di queste vanno perse in seguito alla rimozione della parte superficiale del cristallo. L'efficienza di corrosione η (*etching efficiency*) è così definita:

$$\eta = 1 - \sin \theta \quad A1.2.5$$

Nei vetri o nei solidi amorfi, l'efficienza di corrosione varia tra 0.10 e 0.70 (Fleischer et al., 1975), mentre nei cristalli è generalmente maggiore (variando a seconda del piano sottoposto ad attacco). Per esempio, nel caso della muscovite sono stati misurati valori tra 0.92 e 0.99 (Kahn e Durrani, 1972; Wall, 1986; Roberts et al., 1984), e questo è uno dei motivi per il quale questa è usata come *external detector* (vedi paragrafi successivi).

Da quanto mostrato ne deriva che, nella corrosione dei cristalli, una proprietà caratteristica è il tasso di corrosione, che può variare a seconda dell'orientazione cristallografica della superficie sottoposta ad attacco. Questa è pure responsabile della forma degli *etch pits* (cioè delle figure che si formano all'intersezione della traccia con la superficie). Ovviamente, se la traccia non è parallela alla superficie, la sua forma sarà influenzata dalle proprietà cristallografiche dei piani lungo i quali essa si sviluppa. L'apatite è il minerale dove si osservano meglio le variazioni di forma degli *etch pits*. Infatti, sulle facce basali le tracce di fissione mostrano aperture superficiali con forme di piramide esagonale capovolta mentre sulle facce prismatiche si possono osservare figure romboidali. Sulle apatiti, è stata dimostrata un'anisotropia dell'attacco acido legata all'orientazione delle facce cristallografiche (Green et al., 1986). Questo avviene poiché essendo VG maggiore lungo la direzione parallela all'asse c le tracce parallele all'asse c si allargano di circa tre volte. Da ciò ne deriva che le tracce orientate ad alto angolo rispetto all'asse c sono più facilmente identificabili e mostrano la forma tipica a "lama di coltello"; contrariamente, le tracce parallele all'asse c sono molto più sottili e dunque meno

evidenti. In queste tracce è molto più difficile osservare discontinuità legate al processo di corrosione e ciò suggerisce che le tracce aventi tale orientazione siano molto più stabili. Esperimenti di riscaldamento dei minerali hanno posto in evidenza una forte anisotropia nella lunghezza delle tracce, poiché quando queste hanno un angolo $<45^\circ$ con l'asse c sono sensibilmente più stabili (Green et al., 1986).

Il processo di corrosione per attacco chimico può essere schematizzato in tre punti:

- le tracce sono al di sotto del limite di osservabilità;
- rapido aumento delle tracce visibili (fase di *underetching*), soprattutto per le tracce che intersecano la superficie del cristallo;
- un più lento aumento del numero delle tracce visibili con la rivelazione delle tracce confinate (fase di *overetching*).

Le tracce visibili utilizzate per ricerche sulla lunghezza delle stesse possono essere suddivise in due gruppi. Il primo riunisce tutte le tracce che intersecano direttamente la superficie del cristallo; queste tracce sono contate anche per la datazione. Il secondo riunisce le tracce cosiddette confinate, che sono completamente incluse all'interno del cristallo ma che vengono rivelate per attacco chimico poiché esse intersecano altre tracce, clivaggi o fratture che raggiungono la superficie del cristallo. Tali tracce sono chiamate con gli acronimi TINT (*Tracks IN Tracks*) e TINCLE (*Tracks IN CLeavage*) secondo la dicitura di Bhandari et al., (1971), mostrate in fig. A1.5. Recentemente, è stato proposto l'acronimo TININC per quelle tracce che intersecano inclusioni (Jonckheere, 1997).

Ovviamente, oltre all'orientazione cristallografica del minerale, risulta molto importante

anche il tipo di reagente chimico. Infatti, sulla stessa faccia cristallografica, le forme e i diametri degli *etch pits* possono variare a seconda della diversa anisotropia di attacco dei

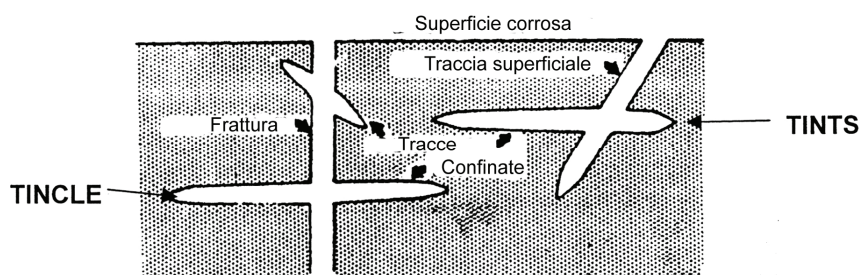


Fig. A1.5: Sezione schematica che le diverse tipologie di tracce sottoposte ad attacco acido (da Crowley et al., 1989).

reagenti. Generalmente è meglio utilizzare reagenti chimici che rivelino le tracce con la massima efficienza possibile in maniera isotropa.

A1.2.1.5. PRINCIPI DEL METODO DI DATAZIONE

La datazione con le tracce di fissione è una tecnica molto simile agli altri metodi di datazione isotopica poiché si basa sul decadimento di un radionuclide padre in un isotopo figlio stabile. L'età è funzione del rapporto tra la concentrazione del prodotto figlio e del radionuclide padre. Nella metodologia di datazione con tracce di fissione, queste due quantità, in altri casi misurabili solo tramite dispendiose tecniche di spettrometria, sono sostituite dal numero di tracce osservabili e dall'ammontare dell'uranio presente nel campione.

Il decadimento radioattivo è un processo statisticamente casuale, ma costante nel tempo. La probabilità che un nucleo specifico di un dato isotopo possa decadere entro uno specifico periodo di tempo è data dalla *costante di decadimento* λ . Il numero totale di decadimenti radioattivi per unità di tempo è dato da $\lambda \times N$, dove N è il numero totale di nuclei del radionuclide presenti. Il tasso del processo radioattivo può essere espresso come:

$$-\frac{dN}{dT} = \lambda \cdot N \quad A1.2.6$$

Tale quantità è negativa poiché il numero totale di nuclei diminuisce con il tempo. Se integriamo la concentrazione iniziale di nuclei del nuclide figlio (atomi già presenti al tempo $t=t_0$) si avrà:

$$N_0 = Ne^{(\lambda \cdot t)} \quad A1.2.7$$

N_0 non può essere determinato direttamente ma può essere espresso come funzione sia del numero di nuclidi figli (D) sia del numero di nuclei del radionuclide padre rimanenti (N), che possono essere determinati direttamente.

$$D = N_0 - N \quad A1.2.8$$

Sostituendo nell'equazione A1.2.8 N_0 secondo l'equazione A1.2.7 si avrà:

$$D = Ne^{(\lambda \cdot t)} - N \quad A1.2.9$$

Risolviendo per t si otterrà:

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \log\left(\frac{D}{N} + 1\right) \quad A1.2.10$$

Nella metodologia che utilizza le tracce di fissione, il valore D è dato dalle tracce rivelate attraverso attacco chimico, prodotte per decadimento spontaneo dell' ^{238}U , il quale non decade

unicamente per fissione nucleare bensì anche per decadimento per emissione di particelle α . Se λ_d , λ_α e λ_f sono rispettivamente la costante di decadimento totale, la costante di decadimento per emissione di particelle α e la costante di decadimento per fissione nucleare spontanea si avrà:

$$\lambda_d = \lambda_\alpha + \lambda_f \quad A1.2.11$$

Il numero totale di decadimenti dovuto a fissione nucleare sarà dunque proporzionale al rapporto λ_f/λ_d . Quindi il numero di tracce spontanee N_s che si accumuleranno (per unità di volume) è dato da:

$$N_s = \frac{\lambda_f}{\lambda_d} \cdot {}^{238}\text{N}(e^{\lambda_d t} - 1) \quad A1.2.12$$

Dove ${}^{238}\text{N}$ è il numero di atomi di ${}^{238}\text{U}$ ancora presenti. Siccome la costante di decadimento per fissione spontanea è di diversi ordini di grandezza inferiore alla costante di decadimento α , si può procedere con l'approssimazione secondo la quale $\lambda_d = \lambda_\alpha$. Dunque l'equazione A1.2.10 può essere scritta come segue:

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \cdot \log \left[\left(\frac{\lambda_\alpha}{\lambda_f} \right) \cdot \left(\frac{N_s}{{}^{238}\text{N}} \right) + 1 \right] \quad A1.2.13$$

La quantità di U ancora presente nel cristallo (${}^{238}\text{N}$) può essere determinata facilmente attraverso l'irraggiamento del campione con neutroni termici in un reattore nucleare. L'irradiazione induce la fissione artificiale dell' ${}^{235}\text{U}$ ed il numero totale di fissione è dato da:

$$N_i = {}^{235}\text{N} \cdot \sigma \cdot \phi \quad A1.2.14$$

Dove ϕ rappresenta il flusso di neutroni (neutroni/cm²), ${}^{235}\text{N}$ è la densità atomica dell'isotopo ${}^{235}\text{U}$ e σ rappresenta la sezione trasversale, ovvero la probabilità per un atomo di ${}^{235}\text{U}$ di assorbire un neutrone termico. Siccome in natura il rapporto isotopico (${}^{235}\text{U}/{}^{238}\text{U} = I$), ovvero l'abbondanza relativa degli isotopi dell'uranio, è costante sostituendo si ottiene:

$$= {}^{238} \dots \quad A1.2.15$$

Combinando le equazioni A1.2.13 e A1.2.15 si ottiene:

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \cdot \log \left[\left(\frac{\lambda_\alpha}{\lambda_f} \right) \cdot \left(\frac{N_s}{N_i} \right) \cdot I \cdot \sigma \cdot \phi + 1 \right] \quad A1.2.16$$

Che rappresenta l'equazione fondamentale per il metodo di datazione con le tracce di

fissione. Pertanto, le datazioni si basano sulla misurazione del flusso di neutroni e di N_s e N_i , espresse come numero di tracce per unità di volume. In pratica siccome si osserva una superficie di un cristallo, N_s e N_i possono essere considerati come densità (ρ_s e ρ_i), che possono essere misurate al microscopio come numero di tracce per aree di ampiezza conosciuta. Queste densità sono funzione del tipo e della durata del processo di attacco chimico e delle condizioni di osservazione e possono essere espresse come

$$\rho_s = g_s \cdot N_s \cdot R_s \cdot \eta_s \cdot f(t) \cdot q_s \quad A1.2.17$$

$$\rho_i = g_i \cdot N_i \cdot R_i \cdot \eta_i \cdot f(t) \cdot q_i \quad A1.2.18$$

Dove $g_{s,i}$ = fattore geometrico

$R_{s,i}$ = lunghezza media di una traccia dopo il processo di attacco chimico

$\eta_{s,i}$ = fattore di efficienza dell'attacco chimico

$f(t)$ = tempo di attacco chimico

$q_{s,i}$ = fattore di osservazione

Il fattore geometrico g è, per definizione, costante e vale 1 per superfici interne al cristallo e 0.5 per superfici esterne al cristallo. Nello stesso materiale, R_s e R_i sono praticamente uguali (Bhandari et al., 1971), mentre η , $f(t)$ e q dipendono dalle tecniche che sono usate per la rivelazione e l'osservazione delle tracce. Combinando le equazioni A1.2.17, A1.2.18 e A1.2.16 si ottiene:

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \cdot \log \left[\left(\frac{\lambda_\alpha}{\lambda_f} \right) \cdot \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \right) \cdot Q \cdot G \cdot I \cdot \sigma \cdot \phi + 1 \right] \quad A1.2.19$$

$$\text{dove } G = \frac{g_i}{g_s} \text{ e } Q = \frac{\eta_i \cdot f(t) \cdot q_i}{\eta_s \cdot f(t) \cdot q_s}$$

Se le condizioni di attacco chimico e di osservazione sono le stesse per le tracce spontanee ed indotte Q varrà 1. I valori di λ_α e I sono stati definiti dalla *IUGS Subcommittee on Geochronology* (Steiger and Jäger, 1977) e valgono rispettivamente 1.55125×10^{-10} e 7.2527×10^{-3} . Non è stato ancora raggiunto un accordo generale circa i parametri λ_f e σ , come mostrato nei paragrafi successivi.

A1.2.1.6. LA COSTANTE DI DECADIMENTO

Fino ai giorni d'oggi sono state condotte più di 40 determinazioni della costante di decadimento λ_f di cui Bigazzi (1981) e Hadler (1982) propongono una revisione completa. I

risultati posso essere raggruppati intorno a due valori, che differiscono tra di loro di circa il 20%: $6.9 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$ e $8.5 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$. I valori minori sono stati misurati attraverso esperimenti sulla produzione di tracce di fissione e con analisi su minerali e vetri di età nota. I valori maggiori sono stati ottenuti attraverso misurazioni in *rotating bubble chamber* (Galliker et al., 1970), *ionization chambre* (Hadler Neto et al., 1981) e analisi radiochimiche. Quasi tutte le determinazioni della costante ottenute attraverso gli esperimenti su tracce di fissione e di datazione si basano su l'assunzione che le condizioni di irraggiamento siano perfettamente note e che, di conseguenza, sia nota la quantità di uranio. Secondo Bigazzi & Hadler Neto (1989), la differenza tra i due valori della costante è probabilmente ascrivibile ad errori sistematici tipici delle procedure sperimentali. Nel tempo sono state quindi sviluppate due tecniche per le datazioni attraverso le tracce di fissione: la prima è basata su calibrazioni fisiche, attraverso la determinazione del flusso di neutroni e della costante di decadimento λ_f ; la seconda aggira il problema della determinazione delle costanti fisiche attraverso la calibrazione con standard geologici di età nota.

A1.2.1.7. DOSIMETRIA DEI NEUTRONI

Per la determinazione del flusso di neutroni sono state sviluppate due metodologie: la prima di queste si basa sulla misurazione dell'attività γ , proporzionale al flusso, attraverso monitor metallici (Au, Cu e Co); la seconda si basa sul conteggio delle tracce su standard e vetri.

In un reattore nucleare, il flusso totale (ϕ) è dato dalla somma di tre componenti: neutroni veloci (ϕ_f), neutroni epitermici (ϕ_{epi}) e neutroni termici (ϕ_{th}). I neutroni veloci sono particelle ad alta energia (0,5-10 MeV), prodotti durante la fissione dell'isotopo ^{235}U nella sorgente del reattore, e la loro energia cinetica è ridotta attraverso dei moderatori come la grafite o l'acqua. I neutroni si definiscono termici se la loro energia è compresa tra 0 e 0,25 eV mentre i neutroni epitermici hanno energia compresa tra 0,1 eV e 0,5 MeV. La fissione dell' ^{235}U in un campione può essere indotta sia attraverso i neutroni termici sia con neutroni epitermici. Poiché la sezione trasversale per i neutroni epitermici è circa la metà della sezione per i neutroni termici, il rapporto ϕ_{th}/ϕ_{epi} dovrebbe essere minore di 50 per ottenere meno dell'1% di tracce prodotte attraverso neutroni epitermici. L'attività- γ dei monitor metallici può essere indotta anche attraverso neutroni non-termici. Di conseguenza, il rapporto ϕ_{th}/ϕ_{epi} deve essere maggiore di 1550 con monitor di Au e maggiore di 200 per monitor di Co. L'uso combinato di entrambi i monitor metallici può permettere una determinazione accurata con un errore anche

inferiore al 5%. Per la misurazione dell'attività- γ si assume che il reattore abbia prodotto una buona termalizzazione, che può essere controllata attraverso il cosiddetto "rapporto-Cd". Il cadmio è infatti in grado di assorbire la maggior parte dei neutroni aventi energia inferiore a 0.5 eV. Ne consegue che, se il monitor che viene irradiato è rivestito di Cd, la sua attività può essere indotta solo attraverso neutroni epitermici con un'energia maggiore di 0.5 eV, mentre l'attività in un monitor non rivestito potrebbe essere indotta sia da neutroni termici che epitermici. Il rapporto Cd (CR) è definito come il rapporto tra l'attività indotta in un monitor non rivestito e l'attività indotta in un monitor rivestito di Cd e può essere determinato sperimentalmente. Un buon reattore dovrebbe avere un CR che sia maggiore di 3 per il monitor di Au, maggiore di 48 per un monitor di Cu e maggiore di 24 per un monitor di Co (Hurford, 1990).

La determinazione dell'attività dei monitor metallici è impossibile per molti analisti poiché richiede un facile accesso ai reattori ed una stretta collaborazione con gli scienziati che vi operano. Al fine di risolvere questo problema, l'NBS (*National Bureau of Standards*) ha prodotto una serie di *wafer* di vetro (SRM961-964) con differenti concentrazioni di uranio che sono stati irradiati nel reattore dell'NBS con un flusso termico monitorato attraverso fogli di Au e Cu. Il flusso di neutroni può essere determinato con la misurazione di tracce indotte su vetri standards non irradiati (ρ) e su i wafer dell'NBS (ρ_{NBS}) attraverso l'equazione:

$$\phi = \frac{\phi_{NBS} \cdot \rho}{\rho_{NBS}} \quad A1.2.20$$

Gli standard NBS sono stati criticati poiché c'è una differenza sistematica tra la calibrazione con fogli di Au e di Cu; perché è presente una considerevole contenuto di Th e B, che producono tracce di fissioni non distinguibili da quelle prodotte dall'U; poiché il rapporto $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ non è lo stesso presente in natura; poiché l'U non è omogeneamente distribuito (Bigazzi & Hadler, 1989). Da diversi anni è stata prodotta nuove serie di vetri standard (CN1-6 e IRMM-540; De Corte *et al.*, 1998).

A1.2.1.8. L'APPROCCIO ETÀ STANDARD

Al fine di risolvere il problema della determinazione del flusso di neutroni e della costante di decadimento λ_f Fleischer *et al.* (1972) propose l'irraggiamento di uno standard di età (con età determinata attraverso analisi comparative) congiuntamente agli altri campioni. In tal modo l'età dei campioni può essere calcolata attraverso l'analisi comparativa della densità di tracce nel

campione e la densità di tracce nello standard. Di conseguenza l'equazione A1.2.19 può essere riscritta, inserendo il fattore Z (Hurford & Green, 1982, 1983) in sostituzione dei parametri λ_f , φ , σ ed I (che hanno lo stesso valore sia nello standard che nei campioni), nella maniera seguente:

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \log \left[1 + Z \cdot \lambda_d \cdot \frac{\rho_s}{\rho_i} \right] \quad \text{A1.2.21}$$

Dove Z è derivato dall'età dello standard attraverso l'equazione:

$$Z = \frac{[e^{\lambda_d t_{STD}} - 1]}{\lambda_d [\rho_s / \rho_i]_{STD}} \quad \text{A1.2.22}$$

Le densità di tracce per standard e campione devono essere determinate per lo stesso irraggiamento e sottoponendo campioni e standard alle stesse condizioni di attacco chimico e di osservazione microscopica.

Un approccio alternativo permette di calibrare un dosimetro di vetro, con una distribuzione omogenea di U, con una serie di standards (Hurford & Green, 1981). Per questo sono stati prodotti diversi dosimetri (serie SRM e CN), con diversi contenuti di U. Quando si è raggiunta una precisa valutazione del cosiddetto "fattore ζ ", le età dei campioni possono essere calcolati misurando la densità di tracce sul monitor di vetro o sul suo rivelatore esterno (ρ_d). L'equazione A1.2.19 può quindi essere riscritta come:

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \log \left[1 + \zeta \cdot \lambda_d \cdot \frac{\rho_s}{\rho_i} \cdot \rho_d \right] \quad \text{A1.2.23}$$

Essendo il fattore ζ è determinabile attraverso l'equazione:

$$\zeta = \frac{[e^{\lambda_d t_{STD}} - 1]}{\lambda_d [\rho_s / \rho_i]_{STD} \beta \cdot \rho_d}$$

La calibrazione del fattore ζ deve essere ripetuta attraverso più di 5 analisi, preferibilmente utilizzando più di uno standard, ciascuno dei quali sottoposto ad un diverso

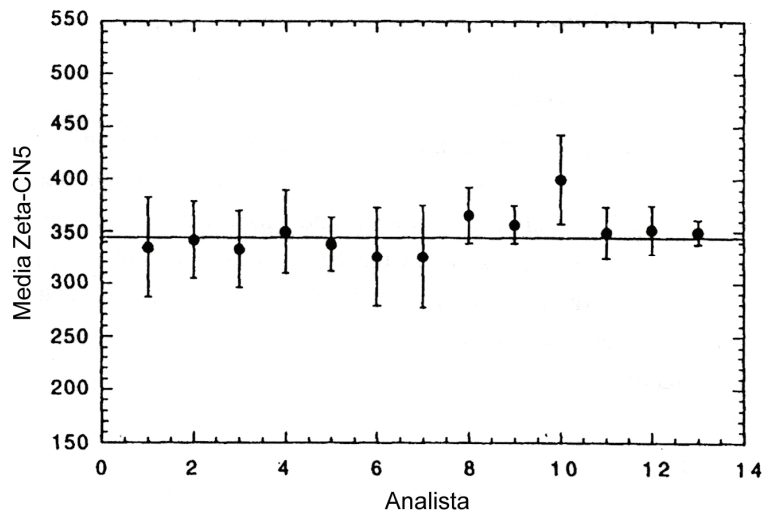


Fig. A1.6: Diagramma comparativo di 13 diverse stime di ζ , prodotte da altrettanti analisti. Ciascun valore è una media su un numero di misure sempre superiore a 15. Gli errori sono 1σ (da Hurford, 1998).

irraggiamento (Hurford, 1990). Il valore ottenuto è specifico per ogni analista, poiché la procedura di conteggio dipende dall'analista e dalla fase minerale (Green, 1985).

In figura sono riportati i risultati ottenuti da 13 diversi analisti esperti che hanno usato lo stesso microscopio, gli stessi standard e lo stesso approccio per il conteggio. Le variazioni rispetto al valore medio dipendono da fattori come piccole differenze sulla dimensione del limite inferiore di accettazione di una traccia, sul criterio di selezione dei cristalli e sulla precisione nel localizzare le impronte prodotte sul rilevatore esterno (Hurford, 1998).

Gli standard di età dovrebbero soddisfare i seguenti requisiti (Hurford & Green, 1983):

- il campione deve provenire da un orizzonte ben documentato, facilmente accessibile e che contenga una ragionevole quantità di materiale per produrre degli standard;
- il campione deve avere età omogenea (i minerali separati devono appartenere ad una singola popolazione di età);
- le età determinate indipendentemente attraverso K/Ar e Rb/Sr non devono essere ambigue e compatibili con la stratigrafia nota;
- l'età delle tracce di fissione deve essere relazionabile
- alle età ottenute indipendentemente e non a processi precedenti né a eventi mascheranti di raffreddamento lento post-formazione.

Lo standard ideale deve provenire da rocce sub vulcaniche raffreddatesi rapidamente e che non siano state sottoposte a riscaldamenti successivi. Gli standard utilizzati attualmente sono elencati in tabella A1.

Secondo Bigazzi & Hadler Neto (1989), l'uso di standard di età può provocare errori sistematici poiché l'età di riferimento viene determinata con tecniche diverse e, spesso, non può essere comparata con l'età delle tracce di fissione. Inoltre, la lunghezza delle tracce spontanee risulta essere minore della lunghezza delle tracce indotte del 5-10% (Gleadow *et al.*, 1986), evidenziando, quindi, l'esistenza di una significativa riduzione (*annealing*) post-formazione.

Minerale	Specifiche geologiche	Regione	Età (Ma)	Metodo di datazione indipendente
Zircone	Bishop Tuff	California, USA	0,734 ± 0,024	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar (sanidino)
Vetro vulcanico	Moldavite	Boemia meridionale	15,21 ± 0,15	K/Ar

Zircone	Buluk Tuff dalla Bakata Fm.	Bakata valley, Kenya	16,4 ± 0,2	K/Ar
Apatite e Zircone	Fish Canyon Tuff	Colorado, USA	27,7 ± 0,2	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (biotite)
Zircone	Tardree rhyolite	Irlanda settentrionale	58,7 ± 1,1	K/Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (sanidino)
Apatite	Giacimento di martite di Durango nel gruppo vulcanico Carpintero	Cerro de Mercado, Messico	31,4 ± 0,6	K/Ar
Apatite, zircone, sfeno	Complesso intrusivo di Mount Dromedary	New South Wales, Australia	98,8 ± 0,6	Rb/Sr (biotite)

Tabella A1. Campioni di riferimento utilizzati come standard di età per le datazioni con tracce di fissione.

A1.2.1.9. METODO DI DATAZIONE CON RILEVATORE ESTERNO (EDM)

L'insieme di datazioni attraverso tracce di fissione fornite con questo lavoro si basano sul metodo di datazione con rilevatore esterno (*External Detector Method*), che permette la datazione di singoli cristalli e, quindi, permette la corretta datazione anche di minerali con contenuti di uranio fortemente variabili. Per procedere alla datazione attraverso questa metodologia, i minerali devono essere montati su vetrino in resina epossidica (apatiti) o su foglietti di Teflon (zirconi), e quindi lucidati e sottoposti ad attacco chimico. In un secondo momento, il vetrino con i cristalli (*mount*) viene ricoperto con il rilevatore esterno (di solito un foglio di muscovite priva di U) che, dopo l'irraggiamento, sottoposto ad attacco chimico, permette la rivelazione delle tracce indotte. Il *mount* e il rilevatore vengono quindi fissati ad un vetrino per procedere poi al conteggio al microscopio. Sui cristalli si contano le tracce fossili, mentre sull'immagine corrispondente del cristallo sul rilevatore esterno vengono contate le tracce indotte. Le parti dei cristalli da contare vengono generalmente scelte evitando le zonazioni ed i bordi dove possono essere presenti tracce provenienti di cristalli circostanti. Il metodo EDM è usato correntemente per tutti i minerali, ma deve essere utilizzato con precauzione laddove i cristalli presentino difetti e dislocazioni (specialmente per le apatiti). Il metodo risulta ideale per la datazione di rocce sedimentarie e può risultare molto utile per la datazione di tefriti, dove sono spesso presenti granuli detritici, che in tal modo possono essere riconosciuti ed esclusi dalle analisi. Tuttavia non può essere utilizzato per la datazione di vetri, poiché i vetri e i materiali usati come rilevatori esterni hanno efficienze di corrosione molto diverse.

A1.2.2. ANNEALING DELLE TRACCE DI FISSIONE

A1.2.2.1. ESPERIMENTI DI LABORATORIO

In teoria, diversi fattori come la radiazione ionizzante, la deformazione plastica, la temperatura e la pressione possono avere degli effetti sulla stabilità delle tracce di fissione latenti nei solidi. In alcuni studi sperimentali (Fleischer *et al.*, 1965) alcuni minerali e vetri sono stati sottoposti ad irradiazioni, pressioni idrostatiche elevate (fino a 80 kb), sforzi di taglio e riscaldamento. I risultati dimostrano che la temperatura è di gran lunga il fattore dominante che influenza la stabilità delle tracce di fissione. Gli esperimenti basati sul semplice riscaldamento dimostrano chiaramente una diminuzione del numero di tracce e della loro lunghezza con la temperatura. Tale processo è noto come *annealing*.

Gli esperimenti di *annealing* si basano sulla misurazione delle lunghezze delle tracce e della loro densità in campioni sottoposti a diversi gradi di riscaldamento a diverse temperature. I

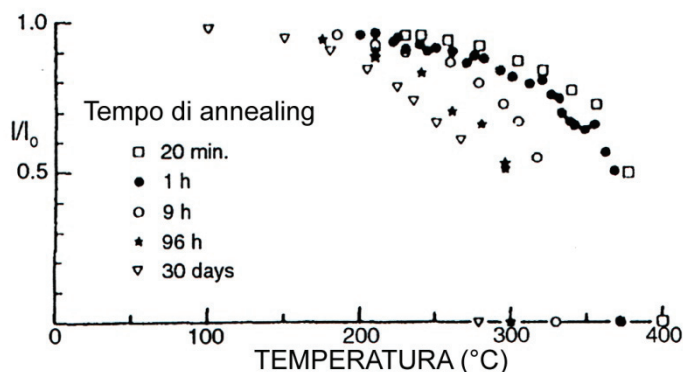


Fig. A1.8: Dati di *annealing* isocrono per 5 tempi annealing, da uno studio sperimentale (Green *et al.*, 1986).

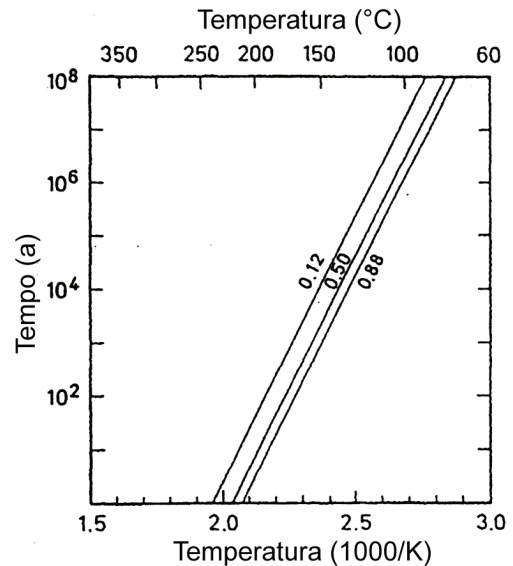


Fig. A1.7: Diagramma di Arrhenius con linee parallele date dall'allineamento di punti relativi a campioni con uguale riduzione della densità durante l'*annealing*. Vengono considerate solo apatiti monocomposizionali da Sljudjanka, Siberia (da Wagner, 1986).

dati sono tradizionalmente presentati attraverso i cosiddetti diagrammi di Arrhenius, nei quali viene tracciato il tempo di *annealing* in scala logaritmica in funzione dell'inverso della temperatura assoluta. I parametri di densità ρ e lunghezza l , normalizzati rispetto alle condizioni iniziali (ρ_0 e l_0)

esprimono il grado di *annealing*. Tutti i punti con uguale riduzione della densità ρ/ρ_0 si allineano lungo una retta (fig. A1.7; Naeser & Faul, 1969; Wagner, 1972; Hammerschmidt *et al.*, 1984; Green *et al.*, 1985). Ciò sta a significare che si possono ottenere gli stessi gradi di *annealing* sottoponendo i campioni a brevi esposizioni a temperature elevate o, al contrario, ad esposizioni

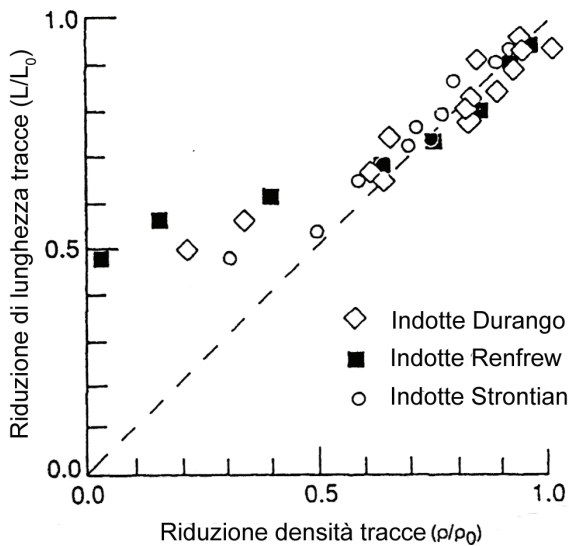


Fig. 1.9: Relazione tra riduzione della lunghezza delle tracce confinate e riduzione della densità di tracce, misurato su tracce indotte in tre tipi di apatite mono-composizionale (Green, 1998).

rimozione puntiforme di difetti impedendo la corrosione dei segmenti isolati delle tracce (Gleadow *et al.*, 1983).

Come mostrato in figura A1.8, la riduzione del rapporto L/L_0 da valori di 0,65 alla completa elisione delle tracce avviene in un intervallo di temperatura molto ristretto (circa 10°C). Se si traccia la riduzione della lunghezza tracce in funzione della riduzione della densità areale ρ/ρ_0 (fig. A1.9), si nota che sotto il valore $L/L_0 = 0,65$, il rapporto ρ/ρ_0 decresce rapidamente fino a 0. Secondo Green

prolungate a temperature basse.

Siccome i frammenti prodotti dalla fissione nucleare provocano una forte ionizzazione all'inizio del loro percorso, i difetti di densità lungo le tracce di fissione diminuiscono dal centro verso la fine delle stesse. Durante i processi di *annealing*, la riduzione delle tracce avviene a partire dalle estremità, come è stato dimostrato da Green *et al.* (1986) attraverso esperimenti condotti su standard Durango di apatite. Per forti gradi di *annealing*, le tracce risultano interrotte da porzioni non corrodibili. Di fatti, l'aumento di temperatura provoca la

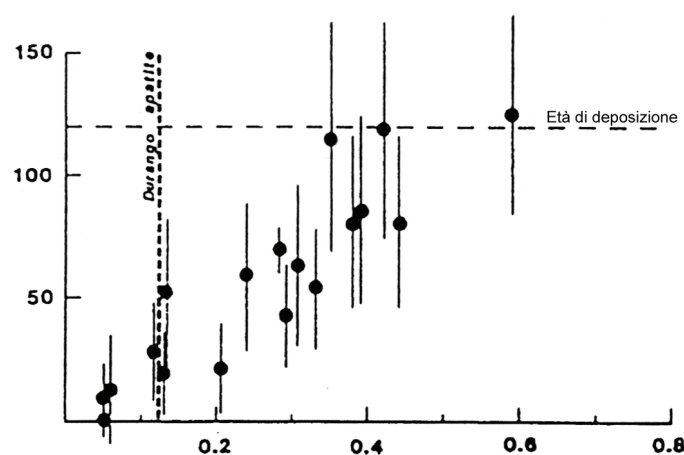


Fig. A1.10: Relazione apparente tra l'età delle tracce ed il contenuto in cloro nelle apatiti. Apatiti da un campione di pozzo delle sabbie dell'Otway Group (prof. 2585 m, a 92°C; da Green *et al.*, 1986).

(1988) ciò sarebbe relazionabile alla maggiore facilità di rilevamento da parte degli analisti delle tracce più lunghe rispetto a quelle corte. Ciò comporterebbe, pertanto, ad una sottostima della densità delle tracce per alti gradi di *annealing*.

Oltre alla temperatura, ci sono altri fattori che possono influenzare la velocità di *annealing* delle tracce di fissione. Come illustrato nel paragrafo A1.2, il processo di *annealing* non avviene in maniera isotropica nei cristalli. Nelle apatiti, ad esempio, le tracce parallele all'asse-c risultano più resistenti all'*annealing* rispetto alle tracce perpendicolari all'asse-c; tale anisotropia aumenta con l'avanzare dell'*annealing* (Green & Durrani, 1977).

I tassi di *annealing* delle tracce di fissione dipendono anche dalla composizione chimica dei cristalli. Numerosi elementi come le Terre Rare, Sr, etc., possono modificare la composizione di base delle apatiti: $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{F}, \text{OH}, \text{Cl})_2$. In natura, le fluoro-apatiti sono di gran lunga le più diffuse (Naeser *et al.*, 1989; Bergman & Corrigan, 1996). Tutti gli studi sperimentali dimostrano però che le apatiti ricche in Cl sono le più resistenti all'*annealing* (fig. A1.10; Gleadow & Duddy, 1981; Green *et al.*, 1986). Secondo Green (1996), il Cl è l'unico elemento capace di influenzare profondamente la cinetica dell'*annealing* e, pertanto, tutti gli studi sulle tracce di fissione dovrebbero includere anche analisi microchimiche sui cristalli datati. Anche gli esperimenti condotti da Crowley *et al.* (1991) dimostrano che la resistenza all'*annealing* di fluoro-apatiti ed apatiti

ricche in Sr e Terre Rare è pressoché la stessa. Donelick (1997) per contro sostiene che anche il diverso contenuto di OH, Mn e Fe può avere la sua importanza. L'osservazione di una forte correlazione tra i diametri delle tracce parallele all'asse-c e il contenuto di F e Cl ha permesso lo svilupparsi di una procedura alternativa all'analisi microchimica (Burtner *et al.*, 1994; Donelick, 1997). Le apatiti con diametro delle tracce inferiore a 1,75 μm sono meno resistenti

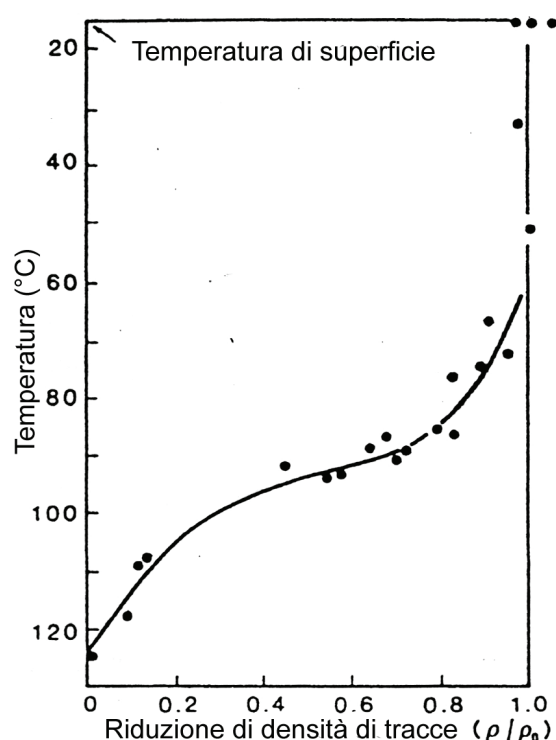


Fig. A1.11: Rapporto tra riduzione della densità di tracce di fissione e l'aumento di temperatura. Dati raccolti su campioni di sabbie dell'Otway Group, da pozzo (Gleadow e Duddy, 1981).

all'*annealing* e possono essere considerate come tipiche fluoro-apatiti. Tale metodologia è un interessante alternativa alle dispendiose analisi microchimiche, che non sono in gran parte distruttive e quindi ripetibili sullo stesso cristallo, ma il dibattito sulla sua effettiva applicazione è ancora acceso.

A1.2.2.2. ANNEALING IN CONDIZIONI NATURALI

L'utilizzo di campioni provenienti da pozzi, in aree dove il contesto geologico, l'evoluzione tettonica e la storia termica sono ben documentati, offre la migliore opportunità per testare i modelli prodotti con esperimenti in laboratorio. Gli studi di maggior dettaglio sono stati condotti con l'utilizzo di campioni provenienti da diversi pozzi nel bacino sedimentario di Otway (Victoria meridionale, Australia) che contiene diversi livelli di sedimenti fluviali di origine vulcano-clastica (Gleadow & Duddy, 1981; Green *et al.*, 1989).

Attraverso la datazione con tracce di fissione di zirconi e titaniti, è stata attribuita a questi sedimenti vulcanogenici del Cretaceo inferiore la derivazione da vulcanismo contemporaneo alla sedimentazione. Quindi, le tracce osservabili sui cristalli di apatite si sono tutte formate in seguito a tale evento vulcanico. I dati stratigrafici dimostrerebbero che i sedimenti hanno raggiunto la massima profondità di seppellimento (3.5 km nella perforazione più profonda) nell'Oligocene inferiore e da allora non hanno registrato importanti eventi di sollevamento. Il grafico di fig. A1.11 mostra che il rapporto ρ/ρ_0 è iniziato a diminuire a circa 60°C ed ha raggiunto valori di 0,5 a 95°C. Tutte le tracce risultano completamente obliterate oltre circa 125°C. Anche la lunghezza delle tracce di fissione diminuisce sistematicamente con l'aumentare della temperatura.

Questi dati sono perfettamente coerenti con i dati sull'*annealing* in laboratorio, anche se l'intervallo di temperature per il quale si ottiene l'*annealing* parziale risulta più ampio negli esperimenti di laboratorio. Ciò sta ad implicare che il fattore tempo è più importante negli esperimenti di laboratorio. Si possono trovare alcune differenze sistematiche nella misura delle lunghezze solo nei campioni sottoposti a temperature maggiori di 70°C. Inoltre, nei campioni raccolti a temperature di 95°C, la datazione dei singoli cristalli produce età che variano tra 0 e 120 Ma. Poiché le datazioni sono state condotte su una popolazione di cristalli differenti e non su di una singola apatite, Green *et al.* (1985) suggerisce che l'ammontare dell'*annealing* non è identico in cristalli diversi sottoposti alla stessa temperatura, ma è controllato dalla loro composizione chimica. Bisognerebbe anche tener conto che le misurazioni della densità delle

tracce dipendono anche dal criterio di individuazione delle singole tracce, che può variare a seconda dell'analista, rendendo difficile il confronto tra i diversi studi (Green *et al.*, 1986).

Alcuni studi sulle temperature di *annealing* si basano anche su datazioni di rocce affioranti, anche se essi hanno prodotto risultati meno precisi e in parte contrastanti. Calk & Naeser (1973) e Gleadow & Lovering (1978) sottolineano la variazione dell'età delle tracce di fissione intorno alle intrusioni magmatiche. Reimer & Wagner (1971) e Hurford (1986) hanno usato diverse metodologie di datazione (Rb/Sr e K/Ar) oltre alle tracce di fissione al fine di documentare l'esumazione nelle Alpi Centrali e per definire la temperatura di chiusura.

A1.2.2.3. LA PARTIAL ANNEALING ZONE (PAZ)

Sia i dati sperimentali che le analisi in condizioni naturali dimostrano che l'*annealing* è un processo graduale. L'intervallo di temperature entro il quale avviene la riduzione delle lunghezze delle tracce è noto come *Partial Annealing Zone* (PAZ; Wagner & Van den Haute, 1992). Pertanto le temperature di qualsiasi contesto geologico possono essere divise in tre zone rispetto all'*annealing* delle tracce di fissione:

- zona di *annealing* totale, in cui le tracce latenti vengono rimosse immediatamente dopo ciascun evento di fissione;
- zona di *annealing* parziale (PAZ), dove il rapporto ρ/ρ_0 aumenta da 0 ad 1 con il diminuire della temperatura;
- zona di stabilità, dove le tracce sono in larga misura stabili.

Come si può osservare dal diagramma di Arrhenius (fig. A1.7), le temperature alle quali

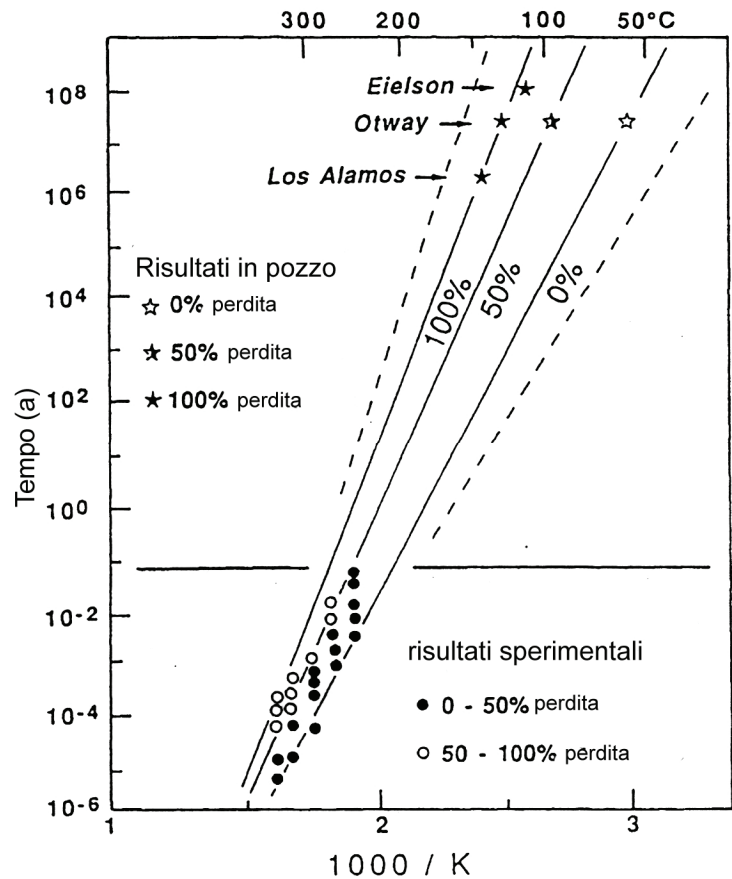


Fig. A1.12: Diagramma comparativo tra le temperature di ritenzione delle tracce di fissione su campioni da pozzo e previsioni estrapolate da esperimenti in laboratorio (Gleadow e Duddy, 1981).

può verificarsi l'*annealing* dipende dai tassi dei processi geologici, e quindi l'intervallo di temperature della PAZ non può essere definito univocamente. Per le apatiti, le temperature massime della PAZ variano tra i 140 e i 120°C mentre le minime variano tra 70 e 40°C. In particolare, Gleadow & Duddy (1981), basandosi sui dati ricavati da campioni provenienti da pozzi di perforazione nel bacino di Otway, delimitano la PAZ all'intervallo di temperature 145-80°C per eventi di riscaldamento aventi durata di circa 1 Ma e ad un intervallo compreso tra 110 e 45°C per eventi su scala temporale ampia circa 1 Ga (fig. A1.12).

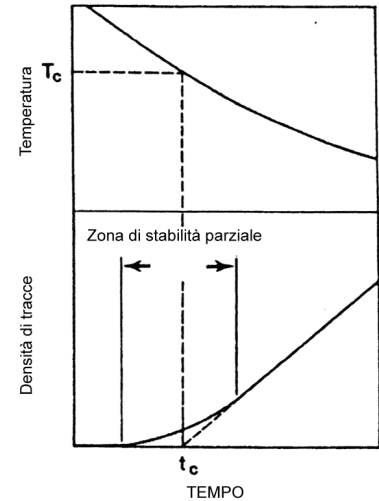


Fig. A1.13: Rappresentazione grafica della temperatura di chiusura (T_c) e dell'età apparente (t_c), in un sistema isotopico in raffreddamento (Crowley et al., 1989).

A1.2.2.4. LA TEMPERATURA DI CHIUSURA

La metodologia delle tracce di fissione è usata principalmente come metodo di datazione assoluta; l'intervallo di temperature nella PAZ deve essere quindi necessariamente "ridotto" ad un singolo valore di temperatura, alle quali saranno riferite le età calcolate, che prende il nome di *temperatura di chiusura* (Dodson, 1973). Tale concetto è illustrato in fig. A1.13, dove l'età delle tracce di fissione corrisponde all'intercetta della porzione lineare della curva di accumulo delle tracce con l'asse dei tempi. La proiezione di

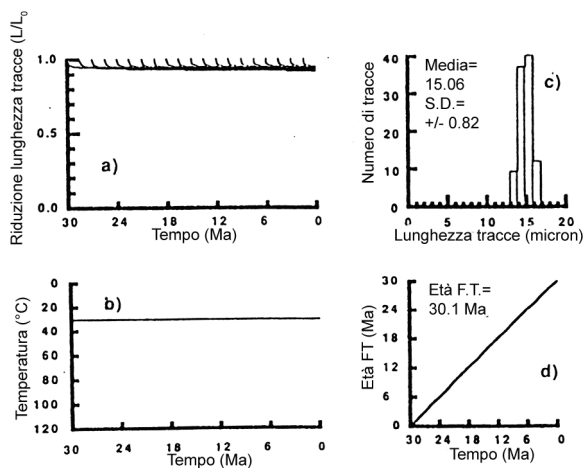


Fig. A1.14: Modello della distribuzione delle lunghezze (a, c) di tracce di fissioni fossili e dell'età (b, d) delle apatiti per una storia termica data da un tempo di residenza 30 Ma a 30°C di. Le tracce mostrano una riduzione immediata delle lunghezze dopo di che non si verifica nessun raccorciamento ulteriore (Green et al., 1989).

quest'età sulla curva di temperatura definisce la temperatura di chiusura. Questi diagrammi mostrano anche che la temperatura dipende dal tasso raffreddamento.

Wagner & Reimer (1972) propongono di definire come temperatura di chiusura la temperatura alla quale il 50% delle tracce vengono trattenute. In conclusione, i valori più appropriati di temperatura di chiusura sono: $130 \pm 10^\circ\text{C}$, $110 \pm 10^\circ\text{C}$ e $85 \pm 15^\circ\text{C}$ per tassi di raffreddamento di 100°C/Ma , 1°C/Ma e $0,01^\circ\text{C/Ma}$ rispettivamente (Wagner, 1969; Naeser & Faul, 1969; Watt & Durrani, 1985;

Zimmermann & Gaines, 1978).

A1.2.2.5. L'ANNEALING E LA LUNGHEZZA DELLE TRACCE DI FISSIONE

Gleadow *et al.* (1983), attraverso numerose misurazioni, hanno stimato che la lunghezza delle tracce indotte è $16,3 \pm 0,9 \mu\text{m}$. In realtà, la lunghezza delle tracce rivelate con attacco chimico è significativamente inferiore rispetto al percorso dei frammenti della fissione nei cristalli, che può essere calcolato teoricamente. La differenza tra queste due

lunghezze è detta *range deficit* (Fleischer *et al.*, 1975) e dipende dalla fase mineralogica. Per le apatiti, la lunghezza teorica è di $21,1 \mu\text{m}$ mentre nelle miche è più prossima alla lunghezza misurabile con un normale microscopio (Van den Haute *et al.*, 1998). Inoltre, Donelick *et al.* (1990) hanno dimostrato che la lunghezza delle tracce indotte è maggiore quando l'attacco chimico viene effettuato pochi giorni dopo l'irraggiamento.

In generale possiamo affermare che le tracce fossili sono più corte delle tracce latenti di circa il 15-20% (Gleadow & Duddy, 1981), anche in apatiti non sottoposte ad *annealing*. Come già descritto in precedenza, appena si supera la temperatura di 60°C , le tracce iniziano a ridursi e la velocità di accorciamento procede in relazione alla durata e all'intensità del riscaldamento. Per tale motivo, le misure di lunghezza delle tracce sono usate come strumento diagnostico per l'analisi della storia termica. Gleadow *et al.* (1986) hanno dimostrato che le apatiti nelle rocce vulcaniche che sono state sottoposte ad un rapido raffreddamento e che sono rimaste a temperature inferiori a 45°C hanno una distribuzione statistica delle lunghezze molto concentrata e simmetrica, con lunghezza media di $14\text{-}15 \mu\text{m}$ ed una deviazione standard di $1 \mu\text{m}$ (fig. A1.14). Tale distribuzione è conosciuta come "distribuzione vulcanica indisturbata" ed è diventata un requisito fondamentale per gli standard di apatite usate per le procedure di calibrazione (Green, 1985).

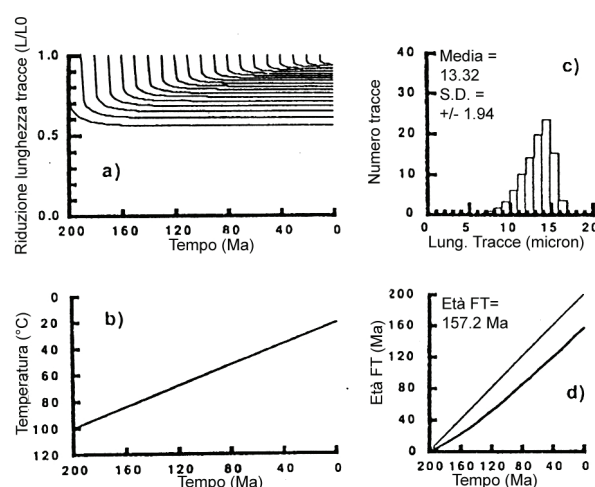


Fig. A1.15: A differenza del modello precedente qui si mostra la variazione dei parametri delle tracce di fissione per una storia di raffreddamento lineare da 100°C a 20°C per un periodo di 200 Ma (Green *et al.*, 1989).

Quando si osserva tale distribuzione, l'età delle tracce di fissione dovrebbe essere la stessa dell'età di formazione della roccia, poiché le apatiti non hanno subito nessun fenomeno di *annealing*. Tuttavia in fig. A1.14 viene mostrato un debole raccorciamento delle tracce di 1-1.5 μm (Green, 1988). Tali osservazioni suggeriscono che si può verificare raccorciamento in tutte le apatiti anche a basse temperature (nell'ordine di 20-50°C) e questo fenomeno porterebbe ad un errore sistematico nella calibrazione- ζ (Bigazzi & Hadler Neto, 1989; Jonkheere, 1996). Bisogna, comunque, tener conto che il raccorciamento delle tracce è molto rapido nelle fasi iniziali del riscaldamento e ciò potrebbe essere dovuto all'alta instabilità della terminazione delle stesse.

Per raffreddamenti lenti ed uniformi, la distribuzione delle lunghezze diventa asimmetrica con coda negativa, con una lunghezza media di 12-13 μm ed una deviazione standard di $\pm 1-2 \mu\text{m}$

(fig. A1.15). Tale distribuzione è stata denominata "distribuzione da basamento indisturbato" ed è caratteristica di tutte le rocce sottoposte ad una costante diminuzione di temperatura. In tale caso, l'età delle tracce di fissione aumenta debolmente durante le prime fasi del raffreddamento poi più lentamente e

linearmente con la diminuzione di temperatura. Per storie termiche più complesse, caratterizzate da diversi eventi di

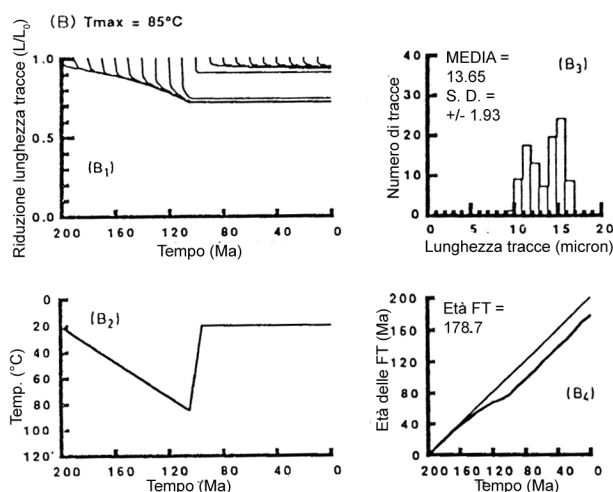


Fig. A1.16: Stesso diagramma dei precedenti con una storia termica più complessa con una fase di riscaldamento e una successiva di rapido raffreddamento (Green et al., 1989).

raffreddamento e riscaldamento si ottengono distribuzioni di tipo misto. Nel grafico di fig. A1.15, sono rappresentati i dati riferiti alla storia termica di rocce riscaldate a 85°C e poi raffreddate a temperature ambiente. Nelle prime fasi del riscaldamento avviene il raccorciamento delle tracce; durante le fasi di raffreddamento, la lunghezza di tutte le tracce si blocca alle dimensioni raggiunte alle temperature più elevate e si aggiungono nuove tracce di 14-15 μm . Ciò porta ad una distribuzione bimodale che può avere caratteristiche differenti a seconda degli eventi di riscaldamento e della temperatura massima raggiunta. Per quanto riguarda le età delle tracce di fissione, queste risultano tanto più giovani quanto più alta è la temperatura massima raggiunta. Se la temperatura di riscaldamento supera i 125°C, tutte le tracce preesistenti vengono elise e pertanto solo la storia termica al di sotto di tale temperatura può essere documentata con analisi

delle tracce di fissione.

A1.2.3. STATISTICA NELLE DATAZIONI CON TRACCE DI FISSIONE

A1.2.3.1. LA DISTRIBUZIONE DI POISSON

Molti fenomeni naturali possono essere considerati come eventi unici nello spazio e nel tempo. Se il verificarsi di tali fenomeni e la loro distribuzione è determinata solo dal caso, allora la distribuzione di Poisson risulta la distribuzione di frequenza statistica che meglio li descrive. Per poterla applicare è necessario, però, che vengano soddisfatti i requisiti seguenti:

- la probabilità che un singolo evento avvenga in un tempo molto breve (o in uno spazio molto ristretto) è proporzionale alla durata dell'intervallo;
- la probabilità che diversi eventi avvengano nello stesso intervallo è prossima a zero;
- la probabilità che un singolo evento avvenga in un determinato intervallo è indipendente dalla probabilità con cui esso potrebbe avvenire in un intervallo vicino;

L'equazione che esprime la probabilità avente distribuzione di Poisson è la seguente:

$$f(x) = \frac{\mu^x}{x!} e^{-\mu} \quad A1.2.25$$

Dove x è il numero di eventi e μ è il tasso medio con cui avviene tale evento in un intervallo unitario. Il decadimento- α e per fissione costituiscono esempi tipici di processi descrivibili con la distribuzione statistica di Poisson. Se un nuclide padre è distribuito omogeneamente nel volume di un corpo solido, il numero di decadimenti per unità di volume, registrati dopo un determinato tempo, varieranno casualmente. Poiché nella distribuzione di Poisson la media è uguale alla varianza e la deviazione standard è uguale alla radice quadra della varianza stessa, il calcolo dell'età e dell'errore standard, dai dati di tracce di fissione osservate, risulta piuttosto semplice.

A1.2.3.2. ANALISI DEGLI ERRORI NELL'EDM

Nel metodo con rilevatore esterno (EDM), l'area individuata su ciascun granulo dove vengono contate le tracce di fissione spontanee deve essere localizzata precisamente sul rilevatore esterno dove si devono contare le tracce di fissione indotte (Gailbraith, 1984; Gailbraith and Laslett, 1985). Per tanto, per ciascun campione, si ricaverà un singolo rapporto ρ_s/ρ_i ed una singola età. Il calcolo dell'errore per ciascuna età ottenuta si basa sulla seguente

equazione:

$$\sigma_a = (\alpha^2 + \beta^2 + \gamma^2 + \delta^2)^{0.5} \quad A1.2.26$$

dove

σ_a = errore standard dell'età

α = errore standard nel conteggio delle tracce spontanee

β = errore standard nel conteggio delle tracce indotte

γ = errore standard nel conteggio per la determinazione della dose di neutroni

δ = errore standard del fattore zeta

Se si applica la statistica di Poisson per la stima dell'errore di tutti i termini dell'equazione (A1.2.26), la deviazione standard è uguale alla radice quadrata nel numero di tracce contate. I termini di tale equazione possono essere calcolati come segue:

$$\alpha = \frac{\sqrt{N_s}}{N_s} \quad A1.2.27$$

$$\beta = \frac{\sqrt{N_i}}{N_i} \quad A1.2.28$$

$$\gamma = \frac{\sqrt{N_d}}{N_d} \quad A1.2.29$$

$$\delta = \frac{\sigma_z}{z} \quad A1.2.30$$

dove N_s , N_i e N_d sono il numero di tracce spontanee, indotte e conteggiate sul dosimetro, rispettivamente. In pratica, la percentuale di errore derivante dal fattore zeta è piuttosto bassa (1-1.5% per 1σ) e può essere trascurata (Wagner and Van Den Haute, 1992). Il valore dell'errore calcolato dall'equazione A1.2.26 può essere moltiplicato per l'età al fine di ottenere l'errore in anni. La probabilità che l'età ricada nell'intervallo coperto dall'errore fornito (1σ) è circa il 68%. A volte si riporta l'età delle tracce di fissione con un errore equivalente a due deviazioni standard (2σ); in tal caso la probabilità è di circa il 95%.

La distribuzione statistica di Poisson può essere influenzata da diversi fattori come il non perfetto contatto tra cristallo e rilevatore, un'identificazione imprecisa dell'area da contare, la corrosione non completa, la diversa composizione chimica delle apatiti, la presenza di cristalli con diversa storia termica (molto comune in rocce sedimentarie non completamente resettate). Green (1981) fornisce un'approfondita discussione dei suddetti fattori. Idealmente, tutte le età

determinate dovrebbero costituire parte di una distribuzione di Poisson. Galbraith (1981) suggerisce l'uso del test chi-quadro (χ^2) per determinare se i dati sono conformi alla distribuzione di Poisson oppure no. Il calcolo si basa sulla seguente equazione:

$$\chi^2 = \sum_j \left[\frac{(N_{sj} - \hat{N}_{sj})^2}{\hat{N}_{sj}} + \frac{(N_{ij} - \hat{N}_{ij})^2}{\hat{N}_{ij}} \right] \quad A1.2.31$$

dove N_{sj} e N_{ij} sono il numero di tracce spontanee ed indotte nel j -esimo granulo e:

$$\hat{N}_{sj} = \frac{n_s(N_{sj} + N_{ij})}{n_s + n_i} \quad A1.2.32$$

$$\hat{N}_{ij} = \frac{n_s(N_{sj} + N_{ij})}{n_s + n_i} \quad A1.2.33$$

n_s e n_i sono i numeri di tracce fossili ed indotte rilevate in n granuli. Se il campione non supera il test (ovvero se ci sono meno del 5% di possibilità di trovare il valore χ^2 calcolato), i dati non appartengono ad una distribuzione di Poisson. Il verificarsi di questa condizione non indica che la determinazione dell'età non è accurata, come è possibile vedere negli studi su rocce sedimentarie o su livelli di tufi in sequenze sedimentarie, dove è possibile trovare insieme zirconi di livelli vulcanici e granuli ereditati (Bigazzi e Hadler Neto, 1989). In tali casi, sono stati sviluppati diversi approcci per il calcolo dell'età. Green (1981) propose di calcolare l'età usando la media di ciascun singolo rapporto ρ_s/ρ_i :

$$media \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \right) = \sum_{j=1}^n \frac{(\rho_s/\rho_i)_j}{n} \quad A1.2.34$$

$$\sigma \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \right) = \sqrt{\frac{\left\{ \sum_{j=1}^n (\rho_s/\rho_i)_j^2 - \left[\sum_{j=1}^n (\rho_s/\rho_i)_j \right]^2 \right\}}{n(n-1)}} \quad A1.2.35$$

Questo metodo è simile a quello utilizzato nell'analisi convenzionale ma l'errore che ne risulta è di solito maggiore. Il difetto più importante di tale procedura è che essa attribuisce lo stesso peso ad ogni cristallo, senza tener conto del numero di tracce contate. Gailbraith (1992) ha sviluppato una procedura che usa un algoritmo iterativo capace di calcolare l'età modale pesata (detta anche “età centrale”) e l'errore standard corrispondente (si veda anche Gailbraith e Laslett, 1993). In questo caso, la deviazione standard è nota come “dispersione di età” o “errore relativo” ed è espressa come percentuale. Un valore maggiore del 20% indica che i dati non seguono una distribuzione di Poisson.

A1.2.3.3. METODI GRAFICI

Quando i dati non superano il test chi-quadro o hanno grandi dispersioni, può risultare utile visualizzare le età calcolate sui singoli granuli. Tali età possono essere tracciate in un istogramma o, meglio, attraverso il diagramma di distribuzione di probabilità e densità (Zeitler *et al.*, 1982; 1988; Hurford *et al.*, 1984; Kowallis *et al.*, 1986; Cervený *et al.*, 1988; Brandon, 1996). La distribuzione di probabilità e densità è approssimata da una curva data dall'equazione:

$$f(A) = \sum_{i=1}^n \frac{\exp[(A-\bar{A}_i)^2/2s_i^2]}{\sqrt{2\pi}s_i} \quad \text{A1.2.36}$$

dove

A = età

\bar{A}_i = età media nel cristallo *i*-esimo

s_i = errore standard nel cristallo *i*-esimo

La curva restituisce la possibilità di calcolare l'età più probabile (età di picco). Quando un campione supera il test chi-quadro, l'età centrale e di picco hanno un valore molto prossimi. Naeser *et al.* (1987) hanno dimostrato che tale metodo può offrire uno spettro qualitativo delle diverse popolazioni di granuli e che i picchi sono particolarmente ben definiti per le popolazioni più giovani. Un limite a tale metodo deriva dalle incertezze relative alle età dei singoli granuli e dall'impossibilità di separare le variazioni tra queste età. La forma dell'istogramma o della curva può essere fortemente influenzata dai singoli errori che mascherano le variazioni tra le diverse età. Tuttavia, la versione migliorata di tale approccio statistico sviluppata da Brandon (1996) permette di fare considerazioni anche di tipo quantitativo.

Gailbraith (1988; 1990) ha sviluppato un approccio completamente diverso, introducendo il diagramma radiale che permette una buona visualizzazione e valutazione dell'omogeneità di un insieme di età e la stima dei singoli errori. Le singole età (*z*) e i loro errori standard σ vengono tracciati nel diagramma come punti le cui coordinate sono:

$$x = \frac{1}{\sigma} \quad \text{A1.2.37}$$

$$y = \frac{(z-z_0)}{\sigma} \quad \text{A1.2.38}$$

dove z_0 rappresenta l'età centrale.

Le caratteristiche principali di tale metodo sono:

- ciascun ingolo punto rappresenta un cristallo; l'età può essere letta sull'intercetta tra la linea che collega l'origine con il punto e l'arco;
- la coordinata x rappresenta la precisione dell'età che aumenta verso l'arco;
- l'errore $\pm 2\sigma$, rappresentato da una barra sull'origine, è facilmente individuato sovraimponendo la barra sul punto selezionato, senza alterazione delle sue dimensioni.

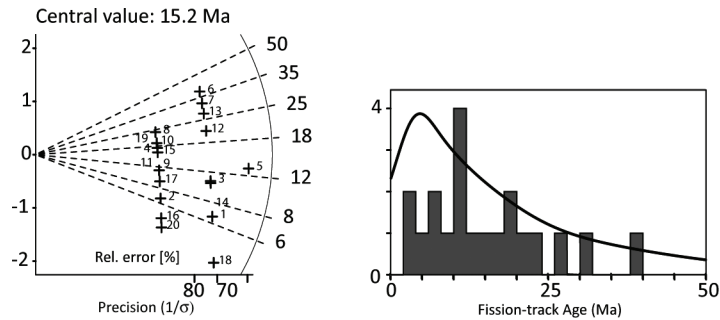


Fig. A1.17: Diagramma comparativo tra il grafico della distribuzione delle densità e il grafico radiale (campione di riferimento SE14AP2)

In figura A1.17 è possibile osservare il confronto tra queste due diverse rappresentazioni grafiche (i dati sono relativi al campione SE14AP2). In questo caso, entrambi i metodi permettono di riconoscere la consistenza tra le varie determinazioni relative ad un'unica popolazione. Gailbraith (1998) fornisce una discussione approfondita sui limiti e sui vantaggi di ciascuno dei due grafici descritti.

A1.3. METODO (U-TH)/HE

A1.3.1. INTRODUZIONE AL METODO

Il decadimento- α di uranio (U) e torio (Th) ed il relativo accumulo di elio (He) è stato uno dei primi metodi usati in geocronologia per la datazione delle rocce (Rutherford, 1905; Strutt, 1905). Tuttavia, dopo i primi studi agli inizi del novecento, il metodo con (U-Th)/He perse d'interesse poiché le età ricavate risultavano essere troppo giovani. Ciò fu relazionato alla perdita di He per diffusione, probabilmente associata al danneggiamento del reticolo cristallino derivante dalla radiazione (Fanale & Kulp, 1962). Il metodo fu, pertanto, abbandonato fino alla metà degli anni '80 quando Zeitler *et al.* fecero proposero che le età (U-Th)/He in apatite (AHe), potessero essere interpretate come età di raffreddamento, attraverso temperature molto basse, restituendo nuovo valore a tale metodologia. Gli autori, infatti, affermavano che le età si riferivano ad una temperatura di chiusura di circa 100°C (ad un tasso di raffreddamento di 10°C/Km). Tuttavia, solo dopo altri 10 anni vennero pubblicati esperimenti più dettagliati sulla diffusione, i quali permisero di definire che l'intervallo di temperature a cui il metodo era sensibile si poteva delimitare tra ~80 e ~40°C (Wolf *et al.*, 1996; Wolf *et al.*, 1998). Questo intervallo di temperature, derivato da esperimenti di laboratorio, fu in seguito confermato da studi su campioni provenienti da pozzi e da aree con storia esumativa ben documentata (House *et al.*, 1997; Wolf *et al.*, 1997; House *et al.*, 1999; Stockli *et al.*, 2000). Tali studi hanno sottolineato la forza del metodo di datazione AHe come strumento per la termocronologia di bassa temperatura.

A1.3.2. L'ACCUMULO DI HE

La metodologia di datazione con (U-Th)/He si basa sull'accumulo di particelle α prodotte per decadimento radioattivo dei radionuclidi appartenenti alla serie di decadimento di U e Th (la quantità di ^4He prodotta per decadimento di ^{147}Sm è solitamente trascurabile). L'accumulo di ^4He si basa sulla seguente equazione:

$$4\text{He} = 8 \left[\frac{137.88}{(1+137.88)} \right] C_U (e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7 \left[\frac{1}{(1+137.88)} \right] C_U (e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6C_T (e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad \text{A1.3.1}$$

Dove C_U e C_{Th} sono, rispettivamente, le concentrazioni di U e Th; λ_{238} ($1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$),

λ_{235} ($9.8485 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$), λ_{232} ($4.9475 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$) sono le costanti di decadimento di ^{238}U , ^{233}U e ^{232}Th rispettivamente; t è l'età del minerale.

Tale equazione, che può essere risolta ricorsivamente per le età mediante il metodo di Newton-Raphson, si basa sull'assunzione di equilibrio secolare tra le serie di decadimento di ^{238}U , ^{233}U e ^{232}Th (Farley, 2002). Tali condizioni si verificano per minerali aventi età maggiore di circa 350.000 a. Nel caso in cui i campioni siano petrologicamente vecchi, ma con età (U-Th)/He molto giovani, poiché esumati molto di recente, l'assunzione di equilibrio secolare resta valida. Infatti si ritiene che l'equilibrio sia stato raggiunto nel passato e che le giovani età siano riflesso della sola perdita per diffusione rapida di ^4He .

Le misurazioni delle concentrazioni degli isotopi padri e figli definiscono l'età alla quale è avvenuta la chiusura del sistema, assumendo che non ci siano stati apporti di He da sorgenti estranee di He.

A1.3.3. ATTUABILITÀ DEL METODO

Le datazioni con (U-Th)/He si svolgono su minerali accessori in cui i radionuclidi di U e Th risultano concentrati ma, ciò nonostante, presenti solo in traccia. Ci sono molti fattori che permettono di rendere attuabili le datazioni con He. Primo tra tutti, la scarsa abbondanza di U e Th è in una certa misura controbilanciata dalla velocità di produzione effettiva di He. Infatti per una data concentrazione di radionuclidi padri, si produce, dal decadimento di ^{238}U , una quantità di He 20 volte superiore rispetto, ad esempio, alla quantità di ^{40}Ar prodotta per decadimento di ^{40}K . In secondo luogo, mentre i gas nobili hanno in generale un limite di rilevabilità molto basso, le misurazioni di quantità anche minime di ^4He sono piuttosto semplici e non sono complicate da interferenze isobariche da idrocarburi come nel caso degli isotopi di Ar. Inoltre, la concentrazione di He nell'atmosfera è molto bassa, intorno a 1 ppm. Per tanto, le età dell'He non richiedono correzioni per la parte atmosferica. Nei diversi studi condotti negli ultimi anni, ci sono scarsissime evidenze circa problemi derivanti da un eccesso di He catturato nei tempi geologici. Tuttavia, l' ^4He è una componente della crosta che può raggiungere localmente alte concentrazioni (per esempio nei *gas wells*) e potrebbero esserci alcuni ambienti in cui un eccesso di ^4He può essere presente (ad esempio nelle *shear zone* attive o nelle rocce ricche di inclusioni fluide). In ogni caso, data la grande variabilità dei rapporti isotopici $^4\text{He}/^3\text{He}$, e la scarsa abbondanza di ^3He , risulta impossibile procedere a correzioni per l' ^4He catturato nel modo in cui si procede con l'Ar

per tenere conto dell'Ar atmosferico.

A1.3.4. METODOLOGIE DI MISURAZIONE DELLE CONCENTRAZIONI

Molti laboratori, attualmente, analizzano i contenuti di ^4He nei minerali attraverso sistemi di estrazione sottovuoto. I campioni sono riscaldati sia in fornaci sia attraverso laser. I gas estratti vengono poi purificati e mescolati con una quantità definita di ^3He . La miscela risultante viene analizzata, nella maggior parte dei casi, attraverso spettrometri di massa quadri-polari. Si può procedere all'analisi anche attraverso gradi di riscaldamento successivi (*step heating*). Tale tecnica è utilizzata soprattutto per ottenere, dal rilascio dell' ^4He , informazioni sulla sua diffusione. E' comunque impossibile ottenere dall'U e dal Th un isotopo che sia di riferimento per l'He, diversamente da quanto accade con l' ^{39}Ar per le datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Per tale motivo è impossibile misurare spettri di età. Un problema pratico, caratteristico dell'analisi dell'He con *step heating*, deriva dal fatto che le tradizionali fornaci *double-vacuum*, usate nei laboratori di analisi dei gas nobili, sono spesso inappropriate a causa della bassa temperatura alla quale è rilasciato l'He. Infatti, queste fornaci impiegano troppo tempo per riequilibrarsi alle basse temperature. Per tanto è necessario costruire fornaci speciali che siano più reattive alle basse temperature. Una soluzione potrebbe derivare dai *projector-bulb* descritti da Farley *et al.* (1999).

A1.3.5. (U-TH)/HE IN APATITE

L'apatite è il principale minerale contenente fosforo nelle rocce cristalline ed è molto diffuso in qualsiasi ambiente geologico. Le apatiti contengono generalmente da 2 a 20 ppm di U e, come gli altri fosfati, tendono a ridurre i danni per radiazioni, alle basse temperature, favorendo in tal modo le datazioni con (U-Th)/He. Paradossalmente, ciò che rende le apatiti particolarmente interessanti è proprio la caratteristica del minerale di bassa ritenività dell'He che ha provocato l'abbandono di tale metodo a metà del ventesimo secolo. Nel rivisitare le applicazioni di tale metodo, Zeitler *et al.* (1987) hanno focalizzato la propria attenzione sulle apatiti come fasi minerali ritenute non ritenitive per l'He. Essi proposero una temperatura di chiusura di 100°C poi meglio definita intorno ai 70°C da Farley *et al.* (1996, 2002) e Wolf *et al.* (1996). Tale temperatura è sensibilmente più bassa delle temperature di chiusura di qualsiasi altro sistema termocronometrico, ed è quindi la più sensibile al monitoraggio dei sollevamenti che avvengono sulla superficie terrestre.

A1.3.6. PRINCIPALI METODI INTERPRETATIVI E PROBLEMI ANALITICI

A1.3.6.1. ETÀ TOTALE

Tutte le età ottenute con il metodo AHe sono età totali (*bulk ages*) che riflettono il contenuto totale di ^4He nel campione. Numerosi studi sono volti a sviluppare metodi di campionamento di gradienti di concentrazione dell'He, tuttavia, in questo momento e per l'immediato futuro, le età dell'He devono essere considerate come equivalenti di K-Ar o di età di fusione totale per il metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

A1.3.6.2. SPETTRI $^4\text{He}/^3\text{He}$

Shuster *et al.* (2003) e Shuster & Farley (2003) descrivono un metodo per definire la cinetica della diffusione di ^4He nei casi in cui ci sia una distribuzione uniforme di ^3He , che viene prodotto mediante spallazione per bombardamento con protoni. Poiché la maggior parte degli elementi maggiori nel campione funge da target, il ^3He prodotto tenderà a essere distribuito uniformemente. Ciò nonostante, non ci sono possibilità di ricavare informazioni sull'età in quanto l'elio di spallazione non viene prodotto dall'U e dal Th che sono i radionuclidi che producono ^4He nel campione. Benché tecnicamente più impegnativo, tale approccio risulta promettente per ricavare informazioni circa i gradienti di concentrazione di ^4He che sono difficili, se non impossibili, da campionare direttamente con le tecniche laser, a causa delle dimensioni ridottissime delle porzioni di cristallo entro cui essi verosimilmente si presentano.

A1.3.6.3. ALFA (α)-RECOIL

Una complicazione potenzialmente importante, inerente le datazioni AHe, deriva dall'alta energia cinetica impartita alle particelle α durante il decadimento. Esse, infatti, vengono dislocate di diversi micron attraverso il minerale ospitante. In tal modo si genera una separazione spaziale tra gli isotopi padri e figli. Nel caso in cui i minerali abbiano dimensioni simili alla lunghezza dell'eiezione delle He, una cospicua frazione di He può perdersi all'esterno del minerale. Di solito è la parte più esterna, per uno spessore di circa 20 μm , ad essere interessata da tale fenomeno. Tuttavia, lo spessore medio soggetto a eiezione di particelle α varia debolmente secondo il radionuclide padre (Farley *et al.* 1996). Una soluzione a tale problema è produrre una stima della frazione di He eiettata e procedere ad una correzione sull'età osservata (assumendo che l'apporto di He da granuli circostanti sia trascurabile e che U e Th siano

distribuiti uniformemente). L'approccio più utilizzato è quello proposto da Farley *et al.* (1996) che fornisce le espressioni per calcolare la frazione di particelle α trattenute in cristalli con diverse geometrie (il parametro " F_T "). In particolare, Farley *et al.* (1996) hanno scoperto che il rapporto superficie-volume di un cristallo è il fattore determinante per l'eiezione di particelle α . Inoltre essi forniscono un'equazione di natura empirica che mette in relazione tale rapporto al parametro F_T , permettendo in tal modo di apportare rapidamente correzioni a geometrie di granuli più complesse per le quali non sono disponibili semplici soluzioni analitiche.

La necessità di correggere le età dell'He per l'emissione solleva nuovi problemi analitici. Innanzitutto, è importante analizzare cristalli intatti; tuttavia possono essere usate anche coppie di cristalli rotti, perché la procedura di correzione assume che i cristalli intatti abbiano subito perdite per eiezione su tutte le superfici. In secondo luogo, la correzione per eiezione α è applicabile solo a campioni che si siano raffreddati rapidamente e non abbiano subito perdite eccessive di He. Per campioni sottoposti a storie di raffreddamento complesse, i gradienti di concentrazione, indotti in prossimità delle facce dei cristalli per l'eiezione, modificano i profili di concentrazione prodotti dalla diffusione e di conseguenza modificano gli stessi tassi di diffusione (Meesters & Dunai, 2002a). Tuttavia, tale effetto è di minore importanza e per la maggior parte dei campioni che hanno accumulato una quantità completa di He durante la loro storia di raffreddamento, la correzione per eiezione α produce risultati notevolmente più indicativi rispetto alle età non corrette.

A1.3.6.4. ETEROGENEITÀ DI U E Th

La distribuzione di U e Th nei minerali accessori tende a essere complessa. Tuttavia le zonazioni nelle apatiti di solito sono meno importanti rispetto agli zirconi. Infatti, l'esperienza pluriennale con datazioni U-Pb e tracce di fissione ha mostrato che gli zirconi possono mostrare zonazioni estremamente complicate e di grande ampiezza che non sempre mostrano morfologie e schemi regolari (Meesters & Dunai, 2002b). Ciò può complicare fortemente le modalità di perdita per eiezione α nei campioni e può rendere i tentativi di correzione quasi controproducenti. Nella pratica tale problema può essere superato utilizzando l'analisi di replicati; tuttavia se in un campione tutti i cristalli hanno strutture di zonazione simili, anche la replicazione potrebbe essere fuorviante. Hourigan *et al.* (2005) descrivono un metodo per caratterizzare gli schemi di zonazione negli zirconi al fine di rendere più appropriate le correzioni α .

A1.3.7. DIFFUSIONE DEL 4HE

A1.3.7.1. INTRODUZIONE

Nella geo-cronologia dei gas nobili, vale l'assunzione generale che la fase d'interesse sia immersa in un "serbatoio infinito" con una concentrazione nulla di prodotto figlio del decadimento. Inoltre si assume che il processo di diffusione che ne determina i tassi sia la diffusione volumetrica attraverso il reticolo cristallino, al contrario di quanto avviene per la diffusione attraverso i bordi dei granuli lungo strutture cristallografiche. In tal modo si superano i problemi concernenti il potenziale chimico e il parametro di interesse risulta essere la semplice concentrazione. La diffusione dei gas nobili segue la prima legge di Fick: il tasso di trasferimento di massa per un'area unitaria è proporzionale al gradiente di concentrazione (Fick, 1855). E' importante notare che la prima legge di Fick si applica al comportamento di aggregati di diverse particelle che diffondono. In particolare, ciascuna particella potrebbe muoversi casualmente in qualsiasi direzione ma in presenza di un gradiente di concentrazione tale movimento casuale risulterebbe in un movimento di particelle attraverso il gradiente di diffusione.

A1.3.7.2. L'EQUAZIONE DI DIFFUSIONE

Il problema generale relativo alla diffusione in stato non stazionario all'interno di un solido riguarda la previsione della distribuzione di concentrazione $C(x,y,z)$, all'interno del solido, come funzione delle coordinate spaziali e del tempo, t . Al fine di derivare l'equazione che può essere risolta per $C(x,y,z,t)$, la conservazione della massa e la prima legge di Fick devono essere applicate ad un volume di controllo differenziale. L'espressione che ne risulta è detta equazione di diffusione:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \left(\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} \right) \quad \text{A1.3.2}$$

Dove D è il coefficiente di diffusione. Le soluzioni per l'equazione A1.3.2 si possono ottenere per un numero di condizioni iniziali e condizioni limite che comprendano distribuzioni di concentrazione e geometrie di diffusione semplici (Crank, 1975). Ad esempio, attraverso la trasformazione delle coordinate, l'equazione A1.3.2 può essere modificata al fine di descrivere il flusso radiale in una sfera (per maggiori dettagli si veda McDougall e Harrison, 1999) e risolta per il caso di una sfera di raggio r con una concentrazione iniziale C_0 uniforme, racchiusa in un

serbatoio infinito con concentrazione nulla. La distribuzione di concentrazione (C) è data dalla seguente equazione:

$$C = \frac{C_0 2r}{\pi R} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^n}{n} \sin \frac{n\pi R}{r} \times \exp\left(\frac{-n^2 \pi^2 D t}{r^2}\right) \quad \text{A1.3.3}$$

A1.3.7.3. MECCANISMI DI DIFFUSIONE

Gli atomi migrano all'interno di un solido attraverso una serie di salti casuali tra posizioni di equilibrio nel reticolo cristallino. La distorsione del reticolo cristallino che favorisce i salti e quindi la diffusione è generata dall'energia termica locale e, pertanto, i tassi di diffusione aumentano con l'aumento di temperatura. Nonostante il tasso di tale migrazione casuale sia indipendente dal potenziale chimico nelle soluzioni diluite, la presenza di differenze di concentrazione risulta in un netto flusso secondo il gradiente. Quando viene incontrato un limite oltre il quale non è possibile alcun ritorno delle specie in diffusione (per esempio un bordo di un cristallo, o un difetto planare sub-granulare), il processo di diffusione seppur casuale risulta in un movimento di massa dalla regione ad alta concentrazione verso quella a minore concentrazione.

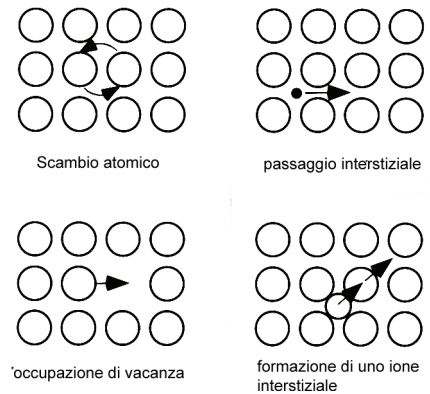


Fig. A1.18: Illustrazione schematica dei quattro possibili meccanismi di diffusione.

Sono possibili quattro meccanismi di trasferimento per la diffusione atomica (fig. A1.18):

- lo scambio di atomi adiacenti;
- il movimento di un atomo in una posizione vacante vicina, nel reticolo cristallino;
- il movimento di un atomo interstiziale, localizzato tra posizioni reticolari normali, verso una nuova posizione interstiziale attraverso pressione su altri atomi in posizioni regolari;
- la dislocazione di un atomo in posizione reticolare normale in un'altra posizione interstiziale.

A1.3.7.4. RELAZIONE DI ARRHENIUS

I difetti puntuali in un reticolo cristallino si formano per la conservazione della carica attraverso processi termici (difetti intrinseci) e come risultato di impurità chimiche (difetti estrinseci). Sopra la temperatura di zero assoluto, esiste una probabilità finita, per un atomo

avente sufficiente energia termica locale, di migrare dalla sua posizione corrente verso una posizione adiacente attraverso il meccanismo mostrato in figura A1.18. Con l'aumento di temperatura, la probabilità che un atomo, nella distribuzione di Boltzmann, acquisti un'energia sufficiente per superare la soglia di energia potenziale cresce esponenzialmente. Poiché sia i tassi di formazione dei difetti, sia la migrazione sono attivati esponenzialmente, la dipendenza generale del coefficiente di diffusione D rispetto alla temperatura è regolata dalla relazione di Arrhenius:

$$D = D_0 \exp\left(-\frac{E}{RT}\right) \quad \text{A1.3.4}$$

Dove E è l'energia di attivazione, R è la costante dei gas, T è la temperatura assoluta e D_0 è il fattore di frequenza. D ha come unità di misura cm^2/s .

Trasformando in logaritmo in base 10 entrambi i termini dell'equazione A1.3.4, otteniamo:

$$\log D = \log D_0 - \frac{E}{2.303RT} \quad \text{A1.3.5}$$

Si noti dalla figura A1.19 che sia l'energia di attivazione (E) che il fattore di frequenza (D_0) possono essere ricavati dalla distribuzione lineare dei dati di diffusione su un diagramma di Arrhenius. In questo esempio, il logaritmo del coefficiente di diffusione D è rappresentato in funzione del reciproco della temperatura assoluta. L'equazione A1.3.5 è un'equazione di una retta $y = b + mx$ dove la coordinata $y = \log D$; $E/(2.303R)$ è il coefficiente

angolare della retta in figura A1.19; $\log D_0$ è l'intercetta della linea sull'asse y e $1/T$ è la coordinata x . Pertanto il coefficiente angolare della retta in figura 3 è proporzionale all'energia di attivazione e l'intercetta sull'asse y rappresenta il logaritmo del fattore di frequenza

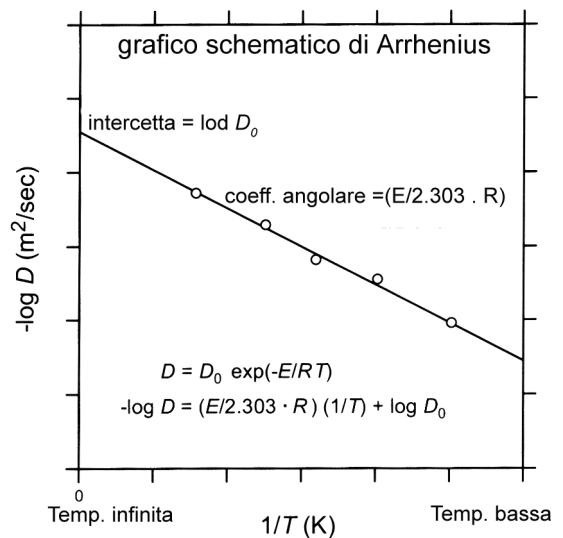


Fig. A1.19: Diagramma schematico raffigurante la relazione tra i parametri di Arrhenius. I cerchi rappresentano determinazioni sperimentali dei coefficienti di diffusione (da Harrison e Zeitler, 2005).

La diffusione è direttamente proporzionale alla temperatura mentre decresce con l'aumento di pressione. Ciò è dovuto sia alla drastica diminuzione del numero di vacanze causata dall'adattamento del cristallo alla pressione interna, sia all'aumento del lavoro necessario agli atomi per contrastare la pressione confinante nel deformare il reticolo cristallino per favorire un salto per la diffusione. L'equazione di Arrhenius modificata è:

$$D = D_0 \exp \left[-\frac{(E+PV)}{RT} \right] \quad \text{A1.3.6}$$

A1.3.7.5. PERDITA EPISODICA

L'equazione A1.3.3, che esprime la distribuzione di concentrazione in una sfera, ha un uso limitato per le datazioni con (U-Th)/He, in quanto non si è ancora raggiunta la risoluzione analitica necessaria per visualizzare la distribuzione dell'isotopo *in situ*. Tuttavia, nei casi in cui è possibile stimare la quantità di assorbimento o di perdita da un solido, può essere utile rapportare il grado al quale il sistema ha raggiunto l'equilibrio in funzione del numero di Fourier ($Dt/r^2 = Fo$).

Per ricavare l'espressione che descriva la perdita (o assorbimento) frazionale, bisogna sottrarre la concentrazione restante dopo il tempo t (determinata integrando la distribuzione di concentrazione tra $x = 0$ e $x = r$ al tempo t) dalla concentrazione iniziale uniforme (C_0). La restante parte deve essere poi normalizzata secondo C_0 . Tale frazione rappresenta il passaggio da perdita zero ($f = 0$) a $t = 0$ alla condizione di totale riequilibrio a $t = \infty$. Quindi la perdita frazionale f è:

$$f = \frac{M_0 - M_t}{M_0} = 1 - \frac{6}{\pi^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n^2} \exp \left(\frac{-Dn^2\pi^2 t}{r^2} \right) \quad \text{A1.3.7}$$

Nel diagramma di figura A1.20, dove f è in funzione di Dt/r^2 , sono mostrati i risultati grafici per queste equazioni per le geometrie sferiche, cilindriche e piane. Si noti, per esempio,

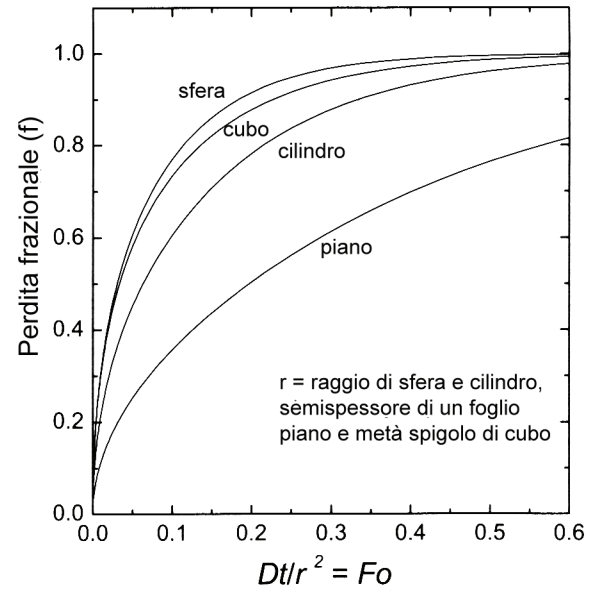


Fig. A1.20: Rapporto tra la perdita frazionale ed il numero di Fourier (Dt/r^2) per diverse geometrie.

che per produrre il 40% di perdita frazionale da una sfera è richiesto un valore di Dt/r^2 di 0.018.

A1.3.7.6. RAPPORTO TRA PERDITA FRAZIONALE E RELAZIONE DI ARRHENIUS

Le soluzioni rispetto alla perdita frazionale (f) dell'equazione di diffusione producono espressioni in termini di numero di Fourier, Dt/r^2 ($= Fo$) (fig. A1.19). Ne deriva che, per ogni stima di f , può essere calcolato il valore numerico di Fo . Sostituendo Fo nell'equazione di Arrhenius (eq. A1.3.4) si ottiene un'equazione che mette in relazione la perdita frazionale con la temperatura di picco T in un evento termico avente durata t :

$$\frac{E}{RT} = \ln \left(\frac{Fo^{-1} t D_0}{r^2} \right) \quad A1.3.8$$

La limitazione principale di tale soluzione è la mancanza di dipendenza di D dal tempo, ciò restringe l'equazione alla descrizione di un caso di storia isotermica, poco interessante dal punto di vista geologico. Ciò nonostante, sostituendo $Fo^{-1} t$ con la seguente equazione:

$$\zeta = \int_0^t \left(\frac{D(t)}{r^2} \right) dt \quad A1.3.9$$

Diviene possibile trattare qualsiasi storia termica (Brandt 1974; Dodson 1975; Lovera *et al.* 1989). Tale sostituzione, troppo raramente usata, è di grande importanza in termocronologia. Per esempio, rappresentando la storia termica nella forma $t = 1/T$ è possibile procedere al calcolo integrale dell'equazione A1.3.8. Ciò porta alla seguente equazione:

$$\frac{E}{RT_c} = \ln \left(\frac{A\tau D_0}{r^2} \right) \quad A1.3.10$$

Dove A è una costante geometrica e τ è una costante che si riferisce al tasso di raffreddamento e all'energia di attivazione (Dodson 1973). Il parametro T_c si riferisce alla temperatura di chiusura. Questa, in effetti, è la temperatura caratteristica della ritenzione associata all'età del sistema geocronologia.

A1.3.8. TEMPERATURA DI CHIUSURA

A1.3.8.1. INTRODUZIONE

Nella sezione precedente si è visto com'è possibile integrare l'equazione per perdita

frazionale con la relazione di Arrhenius, ottenendo un'equazione che correli la temperatura e la durata dell'evento di riscaldamento al grado di equilibrio isotopico (Eq. A1.3.8). Di particolare importanza è il caso in cui i campioni di roccia abbiano subito una storia termica complessa, caratterizzata da diversi stadi di riscaldamento e raffreddamento, durante cui gli isotopi figli continuano ad essere prodotti per decadimento radioattivo e persi per diffusione. Tale condizione è piuttosto frequente e, sebbene la temperatura di chiusura sia rilevante solo per i campioni che hanno subito un raffreddamento monotono, essa è comunque un'indicazione della ritenzione di un sistema.

A1.3.8.2. DERIVAZIONE SEMPLIFICATA DELL'EQUAZIONE PER LA TEMPERATURA DI CHIUSURA

Si consideri un campione che abbia subito una storia di raffreddamento monotona, in cui il parametro $1/T$ aumenti linearmente. Se si assume che la transizione tra comportamento come sistema aperto e chiuso avvenga in un intervallo di temperatura ristretto tra T_1 e T_2 , è possibile scrivere due equazioni di Arrhenius:

$$D_1 = D_0 \exp\left(-\frac{E}{RT_1}\right) \quad \text{A1.3.11}$$

$$D_2 = D_0 \exp\left(-\frac{E}{RT_2}\right) \quad \text{A1.3.12}$$

Dividendo l'eq A1.3.11 per l'eq. A1.3.12 si ottiene:

$$\frac{D_1}{D_2} = \exp\left[\left(-\frac{E}{R}\right)\left(\frac{1}{T_2} - \frac{1}{T_1}\right)\right] \quad \text{A1.3.13}$$

Per una diminuzione di diffusività di un fattore di e^{-1} tra T_1 e T_2 , si ottiene:

$$\frac{D_1}{D_2} = \frac{E}{R} \left(\frac{1}{T_2} - \frac{1}{T_1}\right) = 1 \quad \text{A1.3.14}$$

Siccome

$$\left(\frac{1}{T_2} - \frac{1}{T_1}\right) \approx \left(\frac{\Delta T}{T^2}\right) = \frac{\dot{T} \Delta t}{T^2} \quad \text{A1.3.15}$$

Dove \dot{T} è il tasso di raffreddamento (*cooling rate*), l'eq. A1.3.13 diventa:

$$\frac{E \Delta T}{R T^2} \approx 1 \approx \frac{E T \dot{T}}{R T^2} \quad \text{A1.3.16}$$

Considerando che la perdita frazionale da una sfera di raggio r è associata ad un valore specifico di Dt/r^2 . Se si stabilisce arbitrariamente che la chiusura del sistema avvenga a $Dt/r^2 = 1/A$ sostituendo D nella relazione di Arrhenius, la temperatura totale di chiusura di un minerale è data da:

$$\frac{E}{RT_c} = \ln \left(\frac{A R T_c^2 D_0 / r^2}{E \dot{T} / dt} \right) \quad \text{A1.3.17}$$

Nonostante l'elevato grado di semplificazione questa derivazione conduce all'equazione della temperatura di chiusura. Usando una trattazione più rigorosa, si possono ricavare anche i valori della costante geometrica A che valgono 55 per la sfera, 27 per il cilindro e 8,7 per un foglio piano (Dodson 1973). Si noti che nel caso di geometria sferica, il valore di A di 55 corrisponde ad un valore di $Dt/r^2 = 0.018$ che si può tradurre in una perdita frazionale di circa il 40%.

Si noti che l'equazione A1.3.17 è iterativa per T_c . Per tanto, inserendo un valore di prova nell'argomento del logaritmo si otterrà una stima di secondo ordine di T_c . Siccome il logaritmo riduce la sensibilità alle variazioni nel processo iterativo, il ciclo converge rapidamente, generalmente con due iterazioni.

A1.3.8.3. ASSUNZIONI DEL MODELLO SULLA TEMPERATURA DI CHIUSURA

Il modello per la temperatura di chiusura (eq. 30) si applica solo a quei casi in cui le assunzioni di semplificazione siano valide, oppure laddove i risultati non siano influenzati da violazioni a tali assunzioni. Nel caso di un modello in cui si consideri un raffreddamento lento, la costante del tempo (entro la quale la diffusività diminuisce di un valore e^{-1}) deve essere maggiore del valore iniziale del tempo di diffusione caratteristico, $r^2/D(0)$. In altre parole, la diffusione deve essere talmente rapida nelle fasi iniziali che il prodotto figlio non è ritenuto su scale di tempo dell'ordine di τ . Sebbene sia stata utilizzata l'assunzione di un raffreddamento lineare in funzione di $1/T$, la temperatura di chiusura calcolata generalmente non è sensibile alla forma della storia

termica (Lovera *et al.* 1989). Altre deviazioni possibili dalle assunzioni del modello riguardano la presenza di un eccesso di prodotto figlio nel caso in cui l'assunzione di serbatoio infinito non sia valida, il comportamento da sistema aperto, e la ricristallizzazione del minerale. Quest'ultimo caso è possibile quando un minerale si forma sotto la temperatura di chiusura in seguito, ad esempio, a un evento di metamorfismo di bassa temperatura. In tal caso il modello non è più valido come descrizione della storia di ritenzione del prodotto figlio. In maniera simile, se durante il raffreddamento avviene ricristallizzazione per stress differenziale, la probabilità che la diffusione sia il meccanismo principale di trasporto del prodotto figlio risulta remota.

A1.3.8.4. ZONA DI RITENZIONE PARZIALE (PRZ)

L'aspetto transazionale dell'intervallo di temperature, nel quale avviene il cambiamento di comportamento di un sistema termocronologico da aperto a chiuso, è implicito nella teoria della chiusura e trova una reale espressione nelle rocce cristalline. Alla temperatura di superficie della Terra, tutti i sistemi termocronologici si possono considerare chiusi, mentre a livelli cristallini più profondi e a temperature elevate, tutti i sistemi minerali usati in termocronologia possono considerarsi aperti. Ne deriva che con l'aumentare della profondità e quindi della temperatura avverrà una graduale transizione per ciascun sistema dal comportamento chiuso ad aperto. Tale transizione è stata osservata, in pozzi profondi, di frequente per i termocronometri di bassa temperatura a bassa ritenzione, come ad esempio le tracce di fissione e l'(U-Th)/He in apatiti e zirconi (p. e. Naeser and Forbes 1976), ma anche in altri minerali in pozzi molto profondi o in blocchi cristallini esumati (p.e. Warnock and Zeitler, 1998; Stockly and Farley, 2004). Tale intervallo transazionale, per i sistemi di datazione con gas nobili, è denominato "zona

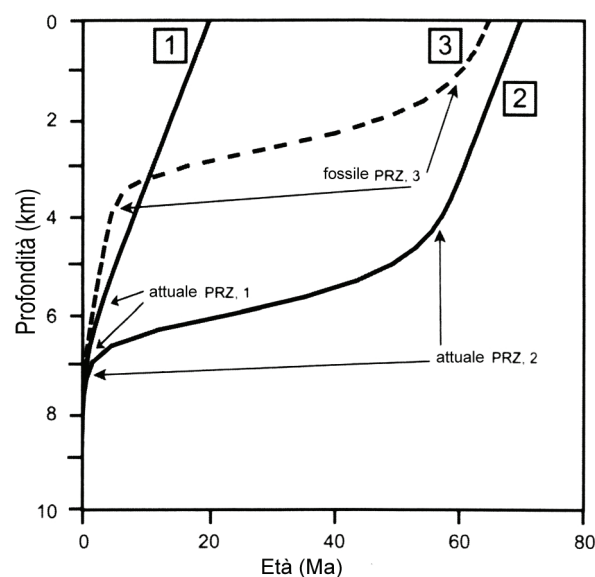


Fig. 1.21: Rappresentazione schematica della "zona di ritenzione parziale". I tracciati continui mostrano: (1) il profilo di età in condizioni di raffreddamento continui per erosione, a tassi tipici degli orogeni; (2) il profilo di età in condizioni di raffreddamento seguito da condizioni di stabilità senza ne erosione ne seppellimento. La curva tratteggiata (3) mostra il profilo di età dopo che al caso precedente (2) è aggiunto un modesto impulso di sollevamento ed erosione. Sono mostrate anche le posizioni approssimative delle zone di ritenzione parziale fossile (da Harrison e Zeitler, 2005).

di ritenzione parziale” o *Partial Retention Zone* (PRZ) (Wolf *et al.*, 1998).

L’esatta natura della PRZ dipende dalle condizioni geologiche e dalla storia tettonica locale. Per esempio, in un orogene attivo in stato stazionario, dove l’esumazione per erosione provoca il raffreddamento della crosta, il profilo crostale dell’età dei minerali sarà controllato dal sollevamento delle rocce che permette il movimento dei campioni attraverso la PRZ. Diversamente, in una colonna crostale stabile, in un cratone, i campioni alle varie profondità sono sottoposti ad un prolungato riscaldamento isotermico in cui la produzione di isotopi figli e la perdita per diffusione interagiscono in vari gradi, generando gradienti di età con la profondità potenzialmente ampi. La figura A1.21 mostra le diverse geometrie che la PRZ può assumere in diversi contesti geologici. L’accumulo di He in campioni che ristagnano nella PRZ assume un andamento complesso che è stato studiato con esperimenti di laboratorio e modellizzato con metodi matematici (Wolf *et al.*, 1998; Dunai, 2005; Harrison *et al.*, 2005; Ketcham, 2005).

In talune circostanze, la PRZ può assumere forme tanto distintive da poter essere utilizzate come importante indizio negli studi di tettonica. In particolare, se una regione dopo un periodo tettonicamente stabile ha subito un impulso di sollevamento, è possibile identificare la PRZ fossile attraverso la distribuzione delle età con la profondità strutturale. Ciò permette di ricavare informazioni sia sulla tempistica sia sull’entità dell’esumazione (Fig. 7).

È anche importante ricordare che i termocronometri conservano, nei loro profili di concentrazione del prodotto figlio, le evidenze del passaggio attraverso la PRZ. Tali “profili di chiusura” (Dodson, 1986) possono essere invertiti per fornire vincoli per una porzione significativa della storia termica del campione. Per ottenere tali risultati essi devono essere campionati sia con mezzi indiretti come il riscaldamento per passi successivi per $^4\text{He}/^3\text{He}$ (Harrison *et al.*, 2005; Shuster & Farley, 2005) sia attraverso il campionamento diretto attraverso il profilo delle profondità attraverso sonda ionica (Harrison *et al.*, 2005).

APPENDICE 2

PREPARAZIONE DEI CAMPIONI E PROCEDURE ANALITICHE

APPENDICE 2: PREPARAZIONE DEI CAMPIONI E PROCEDURE ANALITICHE

A2.1. PREPARAZIONE DEI CAMPIONI DI APATITE

I campioni di roccia prelevati dagli affioramenti sono stati lavati e asciugati all'aria aperta e poi sono stati sottoposti a diverse fasi di lavorazione al fine di ottenere un concentrato di apatiti.

I campioni sono stati dapprima frantumati utilizzando un maglio e un frantoio meccanico al fine di ottenere un preparato con classe granulometrica delle ghiaie o inferiori. Il prodotto della frantumazione è stato quindi sottoposto a macinazione con macina a dischi e a setacciatura per ottenere un preparato di granulometria $<250\text{ }\mu\text{m}$. La porzione di minerali pesanti, che comprende sia le apatiti sia gli zirconi, è stata estratta dal macinato attraverso separazione idro-dinamica con tavola a scosse. Dalla porzione pesante, asciugata in forno a 50°C per 12-24 ore, sono stati separati i minerali diamagnetici utilizzando un separatore magnetico Frantz. In generale per una buona separazione bisogna sottoporre il preparato a due fasi di lavorazione nelle quali lo scivolo del separatore deve essere fissato a circa 12° e l'intensità di corrente elettrica deve essere posta prima a 0.4 poi a 1.1 A. Tuttavia, le condizioni possono essere variate secondo la quantità di minerali magnetici. Per aumentare la concentrazione di apatiti, sono state sottratte al separato le rimanenti porzioni di minerali quarzoso-feldspatici attraverso la separazione per densità con liquidi pesanti. In particolare è stato usato del Tetra-bromoetano ($\rho\text{ }2,96\text{ g/cm}^3$ a 20°C). La porzione a densità maggiore di $2,96\text{ g/cm}^3$ comprende sia apatiti ($\rho\text{ }3,1\text{-}3,35\text{ g/cm}^3$) che zirconi ($\rho\text{ }4,6\text{-}4,7\text{ g/cm}^3$) concentrati. Per dividere le apatiti dagli zirconi è stato usato Ioduro di Metilene ($\rho\text{ }3,35\text{ g/cm}^3$ a 20°C). Il ricavato è stato in fine sciacquato con acetone industriale e asciugato in forno a 50°C .

A2.2. PREPARAZIONE PER IL METODO AFT

A2.2.1. MONTAGGIO IN RESINA EPOSSIDICA

Poco prima della procedura di montaggio è stata preparata una miscela di resina a due componenti (le proporzioni delle due componenti dipendono dal tipo di prodotto utilizzato). I singoli vetrini sono stati numerati utilizzando le sigle dei campioni e quindi puliti con acetone. Il

vetrino (con il numero identificativo posto nella parte inferiore) è stato sottoposto a riscaldamento su una piastra (la temperatura dipende dal tipo di resina usata). Al centro del vetrino riscaldato sono state colate alcune gocce di resina. Il separato di apatiti è stato quindi mescolato con la resina su un'area di 1 x 1,5 cm, evitando il formarsi di bolle d'aria. Il montaggio ideale prevede la distribuzione non troppo fitta delle apatiti su un singolo livello. La resina è stata poi asciugata riponendo nuovamente il vetrino sulla piastra calda per alcuni minuti.

A2.2.2. LUCIDATURA

Le sezioni montate come illustrato in precedenza sono state dapprima smerigliate utilizzando carta abrasiva bagnata. Poi sono state lucidate in due passaggi utilizzando una macchina lucidatrice con una sospensione di diamante da 3 e 1 μm , su un panno per lucidature, con un regime di 200 r.p.m per 10 min. L'operazione va ripetuta finché non si ottengano sezioni interne delle apatiti sufficientemente estese.

A2.2.3. ATTACCO CHIMICO DELLE APATITI

Le singole sezioni lucidate sono state sottoposte ad attacco acido attraverso l'immersione in HNO_3 5M per 20 secondi e subito dopo sono state sottoposte a risciacquo con acqua per diversi minuti (ogni residuo di acido nitrico può essere eliminato lasciando le sezioni in acqua per 1 ora o più). La temperatura ambiente è stata mantenuta intorno ai 20°C.

A2.2.4. PREPARAZIONE ALL'IRRAGGIAMENTO

I vetrini sono stati ritagliati secondo le dimensioni dei *mount*, arrotondando uno dei quattro angoli per avere un riferimento per il corretto orientamento. La superficie del *mount* è stata quindi pulita accuratamente con acetone.

Una lamina di muscovite (certificata come priva di Uranio) è stata separata lungo i piani di clivaggio per ottenere una lamina di 1 mm di spessore. Questa è stata poi ridimensionata sulle misure del *mount* cui andava associata. La superficie di contatto tra muscovite e *mount* deve essere priva di graffi e impurità; sul lato esterno va posta la sigla del campione cui è associata e l'angolo corrispondente all'angolo arrotondato del *mount* va tagliato allo stesso modo. I campioni, i dosimetri e gli standard sono stati poi inseriti in un contenitore così come mostrato in figura A2.1.

Per evitare eventuali rotture sono stati inseriti degli spessori morbidi di nylon prima del primo dosimetro e dopo l'ultimo.

Il contenitore così allestito è stato poi avvolto in nastro adesivo.

A2.2.5. IRRAGGIAMENTO

I campioni sono stati spediti presso il Radiation Center dell'Oregon State University (OSU) a Corvallis in Oregon (Stati Uniti), per essere sottoposti ad irraggiamento con neutroni termici.

Il flusso di neutroni richiesto è stato di $9 \times 10^{12} \text{ n/cm}^2$. Il reattore utilizzato per l'irraggiamento è di tipo TRIGA Mark II (Fig. A2.2), con raffreddamento ad acqua, che usa elementi combustibili ibridi di Uranio e Zirconio in un arrangiamento a griglia circolare. Il nocciolo del reattore è circondato da un anello di grafite che serve a riflettere i neutroni verso il nocciolo. Quest'ultimo è situato vicino al fondo di una piscina piena d'acqua profonda circa 7 metri. Tale piscina è circondata da un monolito di calcestruzzo che serve da schermo contro le radiazioni e da supporto strutturale.

Il reattore ha diverse capacità ed è stato autorizzato dalla *U.S. Nuclear Regulatory Commission* ad operare ad una potenza continua massima di 1.1 MW, ma può raggiungere potenza massime di picco di 3000 MW.

Il reattore OSU Triga ha diverse strutture per l'irraggiamento:

- Rotating Rack (Lazy Susan),
- Pneumatic Transfer Tube (Rabbit),

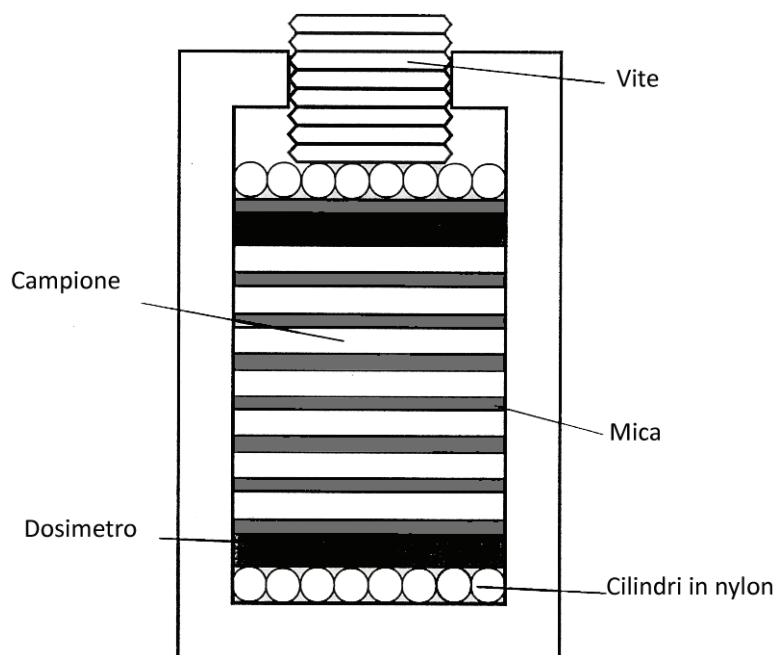


Fig. A2.1: Porta-campioni per l'irraggiamento. E' mostrato il posizionamento dei dosimetri, delle miche e dei campioni (da Zattin, 1998).

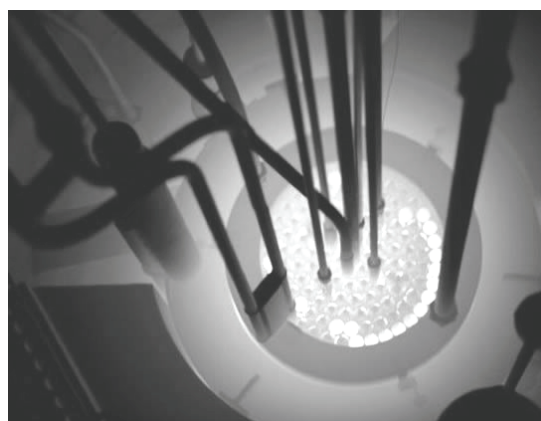


Fig. A2.2: Fotografia del nocciolo del reattore TRIGA Mark II.

- Sample-Holding Dummy Fuel Element (Dummy Element),

che vengono usate per l'analisi strumentale sull'attivazione dei neutroni, per la produzione di isotopi o per la geocronologia $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$;

- Thermal Column,

usata per l'irraggiamento con neutroni termali, per la geocronologia con tracce di fissione, per studi sulla radioterapia per cattura neutronica di Boron (BNCT);

- Cadmium-Lined, In-Core Irradiation Tube (CLICIT)

usata per irraggiamenti con Epi-Cadmio e esperimenti di geocronologia $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$;

- Beam Ports

usata per radiografie o esperimenti sulla diffusione dei neutroni.

L'attività di tale reattore è iniziata nel 1967 per fini di ricerca scientifica. Da allora il reattore è stato sede di numerosi corsi accademici per le facoltà di chimica, ingegneria civile, scienze della Terra, scienze atmosferiche. Solo nell'anno 2000 l'OSU Radiation Center ha supportato ben 126 progetti di ricerca, il 69% dei quali facevano uso diretto dell'OSTR. I contratti concernenti tali progetti ammontano a circa 3 milioni di dollari.

Dati della struttura Thermal Column

Per tassi di flusso a 1 MWth

	Tassi di flusso per neutroni termici ($\text{n cm}^{-2} \text{s}^{-1}$)	Tassi di flusso per neutroni Epitermali ($\text{n cm}^{-2} \text{s}^{-1}$)	Rapporto Cd/Au
Posizione centrale nella faccia interna	1.0×10^{11}	5.0×10^8	14
Posizione centrale a 16.25 pollici oltre la faccia interna	2.5×10^{10}	3.4×10^7	48
Posizione centrale a 32.25 pollici oltre la faccia interna	5.8×10^9	2.0×10^6	196

A2.2.6. PROCEDIMENTO POST-IRRAGGIAMENTO

Il recipiente che racchiude il contenitore di campioni dopo l'irraggiamento è stato aperto e sottoposto a misurazione della radioattività. Esso è stato poi inserito in un contenitore speciale per la durata necessaria per una riduzione della radioattività fino a 10 volte il livello naturale (circa $100 \mu\text{R/h}$ ovvero $10 \mu\text{S/h}$).

A2.2.7. ATTACCO CHIMICO DELLE MICHE

Le muscoviti, dopo l'irraggiamento, sono state poste in un recipiente in PVC contenente acido fluoridrico, HF, con una concentrazione del 40% per 40 min. Le lamine sono state poi risciacquate in acqua per alcune ore. Tutto il processo è avvenuto a temperatura ambiente di circa 20°C.

A2.2.8. MONTAGGIO DELLE SEZIONI

I *mount* e le miche sono state fissate ai vetrini per microscopia attraverso smalto da unghie.

I vetrini sono stati poi identificati attraverso la sigla dell'irraggiamento, la posizione nel contenitore per l'irraggiamento e la sigla del campione.

I vetrini che riportano le miche dei dosimetri sono stati montati in maniera leggermente differente: su un singolo vetrino sono state inserite, con smalto, sia la mica del dosimetro superiore che quella del dosimetro inferiore.

A2.2.9. ANALISI AL MICROSCOPIO

Le procedure di datazione utilizzate in questo lavoro seguono il metodo EDM (Appendice 1) secondo il quale sono calcolate le densità delle tracce spontanee ed indotte rispettivamente sul *mount* e sulla mica. Le tracce sono state contate utilizzando un microscopio Zeiss Axioscope (fig. A2.3) equipaggiato con un tavolino motorizzato, con luce trasmessa e riflessa e con un ingrandimento totale di 1250x (oculare 10x + lenti addizionali Optovar 1.25x + obiettivo 100x).

Prima del conteggio, il tavolino è stato calibrato per passare

automaticamente da ciascun'apatite all'immagine corrispondente sulla mica. Dove possibile, sono stati selezionati almeno 20 cristalli con le caratteristiche di idoneità per il conteggio (sezione

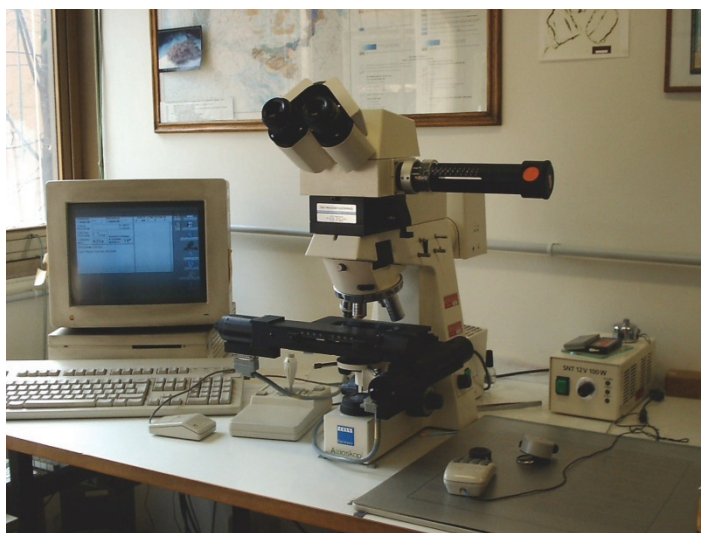


Fig. A2.3: Fotografia del microscopio motorizzato utilizzato per le analisi delle tracce di fissione. Il microscopio è Zeiss Axioscope. Sulla destra è possibile vedere la lavagna digitale ed il cursore (foto di M. Zattin).

parallela all'asse c, nessuna frattura o inclusioni, nessuna zonazione). La ricerca dei cristalli idonei è stata condotta a minore ingrandimento. L'utilizzo della luce riflessa facilita il riconoscimento delle sezioni idonee al conteggio poiché gli *etch pit* appaiono tutti paralleli. La luce riflessa aiuta anche nei casi in cui la densità di tracce sia troppo elevata e potrebbe esserci il rischio di conteggiare le tracce confinate. Il numero di cristalli selezionati può essere aumentato in casi specifici (ad esempio negli studi di provenienza).

Attraverso l'utilizzo di una griglia di riferimento inserita nell'oculare, si può annotare la forma e la dimensione dell'area selezionata per il conteggio. L'immagine corrispondente sulla mica viene di conseguenza selezionata mediante il tavolino motorizzato. Se il contatto tra apatite e mica era buono durante l'irraggiamento, l'immagine sulla mica riproduce fedelmente la forma della superficie del cristallo, è quindi semplice individuare le aree per il conteggio. La lunghezza delle tracce non è stata misurata poiché i cristalli presentavano densità di tracce spontanee bassissime e nessuna traccia confinata. Tuttavia la procedura generalmente utilizzata per la misura delle lunghezze viene effettuata attraverso una lavagna digitale collegata al computer. Un led è fissato a un cursore e la luce è proiettata sulla sezione attraverso una camera lucida (*drawing tube*). Il led è posizionato sulle estremità delle tracce confinate; qui vengono registrate le coordinate e la lunghezza viene calcolata automaticamente dal software utilizzato. Solo le tracce confinate orizzontali su sezioni parallele all'asse c possono essere misurate. Per avere una distribuzione statisticamente significativa dovrebbero essere misurate almeno 100 tracce.

A2.2.10. CALCOLO DEL FATTORE ζ

Per questo studio si è preferito utilizzare il metodo EDM (cfr. paragrafo A1.2.1.9, Appendice 1) con l'approccio dell'età standard illustrato nel paragrafo A1.2.1.8 (Appendice 1). Come illustrato sopra, tale metodo prevede la calibrazione del fattore ζ attraverso la datazione di diversi standard di età di apatite e dei relativi

ζ	$2\sigma_{(a)}$	Irr. _(b)	Tipo di standard
311.19	22.94	OR1	Fish Canyon
342.12	25.59	OR1	Durango
331.91	21.61	OR2A	Durango
293.58	28.99	OR3A	Fish Canyon
368.04	25.4	OR3B	Durango
275.75	26.72	OR6	Fish Canyon
331.34	27.52	OR7B	Fish Canyon
357.73	26.77	OR8	Durango
326.91	22.68	OR9	Durango
387.13	28.59	OR4	Durango

Tab. A2.1: Risultati del calcolo del fattore Zeta (ζ). (a) errore della misura di (ζ) come due deviazioni standard (2σ); (b) codice dell'irraggiamento.

dosimetri di vetro. Con questo studio la calibrazione è stata perfezionata attraverso il conteggio di 10 standard di età (Durango e Fish Canyon) e delle relative coppie di dosimetri di vetro (CN-5)

contraddistinti da una distribuzione uniforme di U. I risultati di tale conteggio sono mostrati in tabella (Tab. A2.1). Per il calcolo dell'fattore ζ medio e dell'errore medio, utilizzati per il conteggio dei campioni, sono state usate le seguenti equazioni:

$$\zeta_{\text{medio}} = \sum_{n=1}^n \frac{\zeta_n}{(2\sigma)_n^2} \times \sum_{n=1}^n (2\sigma)_n^2 \quad \text{A2.2.1}$$

$$2\sigma_{\text{medio}} = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^n \frac{(\zeta_n - \zeta_{\text{medio}})^2}{(2\sigma)_n^4}}{(\zeta_n - 1) \times (2\sigma)_n^{-2}}} \quad \text{A2.2.2}$$

Dove n è il numero dei campioni standard analizzati.

I valori ζ_{medio} e $2\sigma_{\text{medio}}$ così calcolati sono di 331.98 ± 5.42 .

A2.3. PREPARAZIONE PER IL METODO AHE

A2.3.1. SELEZIONE APATITI

Dal separato concentrato di apatiti, ottenuto con le metodologie illustrate sopra, sono state selezionate le apatiti idonee alle datazioni con (U-Th)/He. A causa del basso contenuto in U e Th verificato con un primo set di datazioni, si è preferito procedere con il metodo di datazioni con più replicati *multi-grains*. Per ogni campione sono state preparate due o tre aliquote con più di 4 granuli. La selezione è stata fatta a mano attraverso l'uso di speciali pinzette e con l'uso di un microscopio ottico Leica MX16 stereozoom a ingrandimenti di 160-240X. Essa è stata accurata ed è stata condotta preferendo solo i cristalli intatti. Tuttavia laddove la scarsità delle apatiti non permetteva la

selezione di cristalli interi e puri, sono stati selezionati due cristalli rotti come suggerito da Harrison & Zeitler (2005). Oltre che per morfologia i cristalli sono stati selezionati anche per dimensioni e purezza. Infatti, solo cristalli con dimensioni non inferiori a 60 μm e completamente privi d'inclusioni visibili, sono stati considerati idonei. L'osservazione per le inclusioni è stata condotta attraverso entrambe le tecniche di microscopia in campo chiaro e scuro.



Fig. 2.4: Esempio di misurazione di un granulo di apatite (campione SE18).

A2.3.2. MISURAZIONE APATITI

I cristalli ritenuti idonei sono stati misurati attraverso una fotocamera digitale calibrata, collegata al microscopio, e con l'ausilio di un software di analisi dell'immagine (fig. A2.4). Per calcolare la correzione per l'eiezione di particelle α (α -ejection correction) si sono seguiti i metodi suggeriti da Farley (2002).

A2.3.3. PREPARAZIONE PER ESTRAZIONE E MISURAZIONE DI HE

I cristalli ritenuti idonei per la datazione sono stati impacchettati in piccoli tubi formati da lamine di Pt usati come "micro-fornaci" per il riscaldamento laser. Per ogni campione sono state preparate, dove possibile, due o tre aliquote *multigrain*, in ognuna delle quali sono stati raggruppati solo i granuli con dimensioni simili. I tubi così preparati, congiuntamente ai tubi contenenti apatiti standard Durango e a un tubo vuoto necessario come riferimento, sono stati adagiati su plance forate in acciaio e inseriti in una cella, con una finestra di zaffiro penetrabile dal laser per il riscaldamento. Questa era a sua volta collegata alla linea di estrazione/misurazione dell'He. I pacchetti contenenti i cristalli sono stati riscaldati attraverso Laser Nd:YAG o CO₂, per 3 minuti a 900-1000°C (fig. A2.5), per le apatiti, all'interno della cella laser sottoposta a una pressione <10⁻⁹ torr.

Scenes from the ARHDL, February 2007

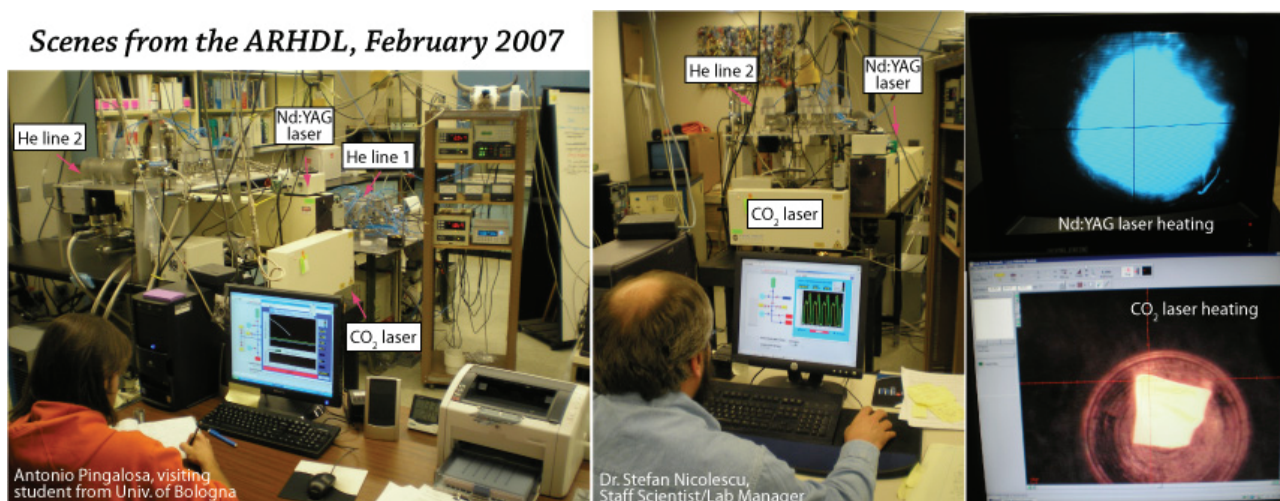


Fig. A2.5: Fotografie del laboratorio del "Arizona Radiogenic Helium Dating Laboratory", dove sono state eseguite le datazioni con (U-Th)/He. A Sinistra è possibile vedere le due linee dell'He ed il sistema laser Nd:YAG, controllati da remoto attraverso un computer. Nell'immagine centrale si vedono i due sistemi e la linea dell'He 2. Nell'immagine a destra è possibile vedere gli effetti del riscaldamento attraverso i due sistemi laser su due campioni.

Le stesse procedure sui tubi vuoti di Pt hanno portato misure del livello di vuoto di 0.05-0.1 fmol di

^4He . Su diverse apatiti sono state eseguite ri-estrazioni routinarie, per confermare quantitativamente l'estrazione totale di ^4He (misure corrispondenti a quelle condotte sul tubo vuoto).

I gas rilasciati durante il riscaldamento sono stati addizionati con una piccola quantità nota di ^3He (~ 0.1 pmol), la miscela è stata poi purificata e concentrata criogenicamente. Di conseguenza il concentrato, attraverso un sistema di valvole è stato condotto a uno spettrometro di massa quadri-polare, dove sono stati misurati, attraverso un moltiplicatore elettronico, i picchi centrati a 1, 3, 4 e 5.2 m/z (il primo e l'ultimo definiscono le correzioni per HD e H^{3+} su ^3He e sul background). Il contenuto di He dei campioni è stato calcolato attraverso i rapporti $4/3$ He corretti per le misure d'interferenze, di sfondo, e dei vuoti, mediante riferimenti su uno standard di ^4He in linea calibrato a mano. Le misure dei rapporti $4/3$ He corrette sugli standard di riferimento variano di meno del 0.5% (1 deviazione standard).

A2.3.4. MISURAZIONE I U E TH CON ICP-MS

Una volta misurato il contenuto di He in ogni aliquota contenuta nella plancia, i pacchetti di Pt sono stati estratti per essere trasferiti in fiale di Teflon, e addizionate con soluzioni di ^{233}U , ^{229}Th e ^{147}Sm . Le apatiti contenute nelle fiale così preparate sono state disciolte in HNO_3 . I rapporti tra gli isotopi di U, Th e Sm naturali e aggiunti sono stati, quindi, misurati mediante un ICP-MS (Element 2) ad alta risoluzione. La precisione dei rapporti misurati su singole aliquote era di circa 0,1-0,5 RSD, e l'incertezza analitica sulle misurazioni degli isotopi diluiti era solitamente $<1.5\%$ (1σ). Sono stati analizzati di routine anche campioni privi di U e Th (blanks) con un contenuto di 0.6 ± 0.4 pg di U e di 1.0 ± 0.2 pg di Th (le incertezze corrispondono a 1σ). Per maggiori informazioni si può consultare Reiners & Nicolescu (2006).

A2.3.5. INCERTEZZE ANALITICHE

Le incertezze analitiche mostrate in tabella A3.1 (Appendice 3) si riferiscono a una deviazione standard (1σ). Tali incertezze sono piuttosto ampie se riferite ad altre età AHe misurate su apatiti provenienti da altri ambienti geologici. Ciò è dovuto alle concentrazioni molto basse di isotopi padri e figli, all'età AHe molto giovane e alla ridotta dimensione dei cristalli di apatite. Le età delle apatiti standard (Durango) misurate insieme agli altri campioni hanno restituito una media pesata di 31.6 ± 0.48 Ma (2σ errore standard) calcolata su 9 campioni.

APPENDICE 3

DATI TERMOCRONOLOGICI E LOCALIZZAZIONE DEI CAMPIONI

APPENDICE 3: DATI TERMOCRONOLOGICI E LOCALIZZAZIONE DEI CAMPIONI

A3.1. POSIZIONE CAMPIONI DEL SEMPIONE

No.	Codice Campione	Posizione ^a	Coordinate ^b		Distanza ^c	Elevazione	Litotipo	Unità Tettonica ^d
			longitudine	latitudine				
1	SE01	Tunnel	425422	5129024	795	684	Calcescisti	Wildhorn
2	SE02	Tunnel	427940	5127068	1585	682	Calcescisti	Sion-Courmayeur
3	SE04	Tunnel	429398	5126518	2270	680	Calcescisti	Sion-Courmayeur
4	SE05	Tunnel	429492	5125622	3000	678	Calcescisti marmorei	Rosswald
5	SE06	Tunnel	431824	5124531	3500	677	Mica - calcescisti arenitici	Monte Leone
6	SE07	Tunnel	432707	5123259	4100	675	Gneiss a fengite biotite e feldspato alcalino	Monte Leone
7	SE08	Tunnel	433199	5122273	4700	674	Micascisti a plagioclasio e granato	Pontis-Berisal
8	SE09	Tunnel	434294	5120766	5300	672	Micascisti a plagioclasio e granato	Pontis-Berisal
9	SE10	Tunnel	436036	5118937	6000	670	Micascisti a plagioclasio e granato	Pontis-Berisal
10	SE11	Tunnel	436854	5118405	6693	668	Micascisti a plagioclasio e granato	Pontis-Berisal
11	SE12	Tunnel	437491	5117702	7246	667	Micascisti a plagioclasio e granato	Pontis-Berisal
12	SE13	Tunnel	438280	5117416	7840	665	Gneiss a fengite biotite e feldspato alcalino	Monte Leone
13	SE14	Tunnel	428525	5126019	8490	664	Gneiss a due miche	D'Avino
14	SE15	Tunnel	430102	5125346	9000	662	Gneiss a due miche	D'Avino
15	SE16	Tunnel	426177	5128529	9595	661	Gneiss a due miche	D'Avino
16	SE17	Tunnel	426638	5128117	10170	659	Calcescisti sericitici	Lebendum
17	SE18	Tunnel	427120	5127682	10808	658	Calcescisti sericitici	Lebendum
18	SE19	Tunnel	427455	5127387	11394	656	Calcescisti sericitici	Lebendum
19	SE20	Tunnel	427863	5127025	11944	655	Calcescisti sericitici	Lebendum
20	SE21	Tunnel	428290	5126638	12494	653	Calcescisti sericitici	Lebendum

APPENDICE 3 - DATI TERMOCRONOLOGICI E LOCALIZZAZIONE DEI CAMPIONI

21	SE22	Tunnel	428689	5126281	13233	651	Calcescisti sericitici	Lebendum
22	SE23	Tunnel	429186	5125822	13818	650	Conglomerati con elementi di gneiss	Lebendum
23	SE24	Tunnel	429594	5125450	14426	648	Conglomerati con elementi di gneiss	Lebendum
24	SE25	Tunnel	429966	5125122	15688	645	(Orto-)Gneiss granitoidi	Antogorio
25	SE26	Tunnel	430351	5124760	16261	643	(Orto-)Gneiss granitoidi	Antogorio
26	SE27	Tunnel	430787	5124364	17038	641	(Orto-)Gneiss granitoidi	Antogorio
27	SE28	Tunnel	431154	5124040	17728	639	(Orto-)Gneiss granitoidi	Antogorio
28	SE29	Tunnel	431529	5123688	18303	638	Graniti gneissici	Antogorio
29	SE30	Tunnel	431901	5123345	18933	636	Graniti gneissici	Antogorio
30	SE31	Tunnel	432328	5122987	19606	634	Graniti gneissici	Antogorio
31	SE01AP2	Superficie	432745	5122577	2459	1223	Calcareniti	Sion-Courmayeur
32	SE02AP2	Superficie	433112	5122248	5572	1520	Scisti a plagioclasio e due miche	Pontis-Berisal
33	SE03AP2	Superficie	433474	5121911	6933	1889	Gneiss a plagioclasio e due miche	Pontis-Berisal
34	SE04AP2	Superficie	433920	5121529	6692	2060	Anfiboliti a granato ed epidoto	Pontis-Berisal
35	SE05AP2	Superficie	434304	5121152	7679	2303	Gneiss leucocratici a due miche	Pontis-Berisal
36	SE06AP2	Superficie	434713	5120785	8389	2405	Gneiss a plagioclasio mica e granato	Pontis-Berisal
37	SE08AP2	Superficie	435563	5120041	10157	2150	Gneiss a plagioclasio mica e granato	Pontis-Berisal
38	SE09AP2	Superficie	435980	5119659	11700	2197	Gneiss a due miche e granato	d'Avino
39	SE10AP2	Superficie	436453	5119211	12816	2246	Gneiss a due miche e granato	d'Avino
40	SE11AP2	Superficie	436927	5118790	14702	2400	Gneiss a due miche e granato	d'Avino
41	SE12AP2	Superficie	437308	5118447	16855	1996	(Orto-)Gneiss granitoidi	Antogorio
42	SE13AP2	Superficie	437735	5118061	17960	1573	(Orto-)Gneiss granitoidi	Antogorio
43	SE14AP2	Superficie	438185	5117665	18960	1055	(Orto-)Gneiss granitoidi	Antogorio
44	SE15AP2	Superficie	425625	5128997	19705	634	(Orto-)Gneiss granitoidi	Antogorio

^a Indica il punto di campionamento (se in tunnel o in superficie); ^b coordinate metriche UTM (Zona 32N) del punto di campiocordinate; ^c distanza riferita al portale Nord del Traforo del Sempione, la distanza per i campioni di superficie è calcolata proiettando la posizione dei campioni sul tracciato ferroviario; ^d unità tettoniche espresse conformemente a A. Steck (2005)

A3.2. ETÀ AHE DI CAMPIONI DEL SEMPIONE

No	Campione	Replicati	No. Granuli	F_T^a	Età corretta (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)	Età media $\pm 1\sigma$ (Ma) ^b	MWAR (μm) ^c	Massa (μg)	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	He (fmol)
1	SE07	1	5	0.637	3.62	1.85	3.6 ± 1.9	34.7	6.31	5.91	3.76	63.57	0.540
2	SE09	1	6	0.709	3.05	1.27	3.1 ± 1.3	47.2	14.99	3.66	2.03	44.71	0.733
3	SE13	1	8	0.738	1.67	0.60	0.8 ± 0.7	53.7	24.26	3.81	0.81	54.21	0.656
		2	6	0.812	0.65	0.27		69.4	60.15	3.77	0.52	54.11	0.672
4	SE14	1	7	0.715	2.22	0.88	2.1 ± 1.0	49.1	15.99	4.37	2.37	36.81	0.681
		2	6	0.792	2.01	0.51		65.6	38.41	2.46	0.16	9.06	0.825
5	SE15	1	3	0.750	0.78	0.19	0.8 ± 0.2	56.3	9.57	2.80	0.05	10.48	0.086
6	SE17	1	9	0.598	1.82	0.28	1.8 ± 0.3	34.2	7.26	2.85	1.12	6.86	0.133
7	SE18	1	9	0.634	2.74	0.08	2.3 ± 0.1	35.4	10.70	23.32	8.18	168.83	2.549
		2	6	0.691	2.05	0.06		42.8	12.70	20.06	8.05	175.41	2.145
8	SE20	1	5	0.683	2.03	0.07	2.0 ± 0.1	41.5	6.29	19.93	2.13	107.66	0.966
9	SE22	1	9	0.655	1.44	0.12	1.7 ± 0.1	41.0	10.55	4.66	3.21	46.05	0.293
		2	8	0.715	1.74	0.07		49.2	21.55	4.76	2.67	46.58	0.788
10	SE23	1	6	0.647	1.73	0.27	1.7 ± 0.6	39.9	7.51	2.64	1.81	7.10	0.139
		2	5	0.686	1.78	0.51		42.1	8.67	1.33	0.33	3.19	0.080
11	SE24	1	8	0.569	1.31	1.16	2.0 ± 1.2	30.8	5.86	4.50	2.87	8.92	0.123
		2	8	0.663	2.05	0.45		39.3	12.34	5.31	2.09	11.69	0.527
12	SE25	1	7	0.606	3.11	0.72	3.1 ± 0.7	32.6	6.75	7.49	6.96	231.91	0.646
13	SE26	1	8	0.615	1.67	0.32	2.1 ± 0.4	34.1	9.02	7.66	11.49	127.01	0.526
		2	6	0.720	2.41	0.26		48.4	16.31	8.47	10.12	56.77	1.663
14	SE27	1	6	0.681	1.66	0.87	1.7 ± 0.9	44.2	10.01	2.79	2.52	10.88	0.208
15	SE28	1	6	0.668	1.33	0.31	1.3 ± 0.3	39.1	10.00	14.81	2.16	121.40	0.738
16	SE29	1	8	0.635	2.72	0.39	2.7 ± 0.4	36.5	9.45	9.61	5.68	95.68	0.971

APPENDICE 3 - DATI TERMOCRONOLOGICI E LOCALIZZAZIONE DEI CAMPIONI

17	SE30	1	7	0.622	1.88	0.30	2.3 ± 0.4	33.8	7.42	13.59	4.28	183.14	0.695
		2	7	0.683	2.57	0.22		42.2	14.92	12.83	4.16	197.52	1.981
18	SE31	1	8	0.658	1.75	0.68	1.8 ± 0.7	39.4	13.77	4.73	4.51	60.18	0.501
19	SE02AP2	1	5	0.656	5.62	1.34	5.6 ± 1.3	39.8	7.92	1.47	6.72	13.42	0.486
20	SE03AP2	1	5	0.607	2.61	3.29	1.4 ± 4.3	31.6	4.74	1.88	1.14	77.29	0.090
		2	4	0.658	0.55	2.72		38.8	6.72	1.48	1.62	79.86	0.026
21	SE04AP2	1	5	0.747	2.08	0.65	2.1 ± 0.7	58.2	16.77	1.05	4.49	1.05	0.298
22	SE05AP2	1	6	0.660	4.96	0.42	5.3 ± 0.4	39.6	9.61	2.82	6.62	143.79	0.774
		2	4	0.739	6.08	0.61		56.2	17.90	2.20	3.39	114.19	1.360
23	SE06AP2	1	5	0.594	10.33	4.09	8.2 ± 4.6	31.0	4.32	1.68	0.00	32.71	0.242
		2	5	0.712	7.74	2.03		48.2	8.63	1.44	0.00	31.45	0.377
24	SE09AP2	1	7	0.654	6.62	0.88	5.4 ± 1.0	40.0	10.67	2.63	1.23	60.16	0.745
		2	7	0.742	5.13	0.44		57.4	24.71	1.92	1.02	46.35	1.122
25	SE10AP2	1	8	0.692	5.91	0.95	3.7 ± 1.1	44.6	16.19	2.17	1.07	7.67	0.870
		2	6	0.771	2.68	0.64		64.7	31.97	1.37	0.65	4.79	0.546
26	SE11AP2	1	6	0.624	2.16	0.78	2.2 ± 0.8	35.0	6.92	5.69	1.45	89.07	0.308
27	SE12AP2	1	8	0.629	4.36	0.34	4.8 ± 0.4	36.9	8.98	8.34	1.74	21.87	1.166
		2	6	0.731	4.92	0.17		52.3	16.71	7.16	1.49	28.19	2.441
28	SE13AP2	1	6	0.578	7.21	1.43	7.7 ± 1.5	31.1	4.20	4.07	0.63	38.34	0.402
		2	5	0.740	7.78	0.45		53.2	11.45	3.45	0.09	19.55	1.240
29	SE14AP2	1	6	0.652	4.47	0.80	3.3 ± 0.9	38.4	7.98	3.14	1.58	20.67	0.443
		2	5	0.724	3.01	0.40		48.5	13.76	3.74	1.16	22.81	0.652
30	SE15AP2	1	7	0.595	7.74	1.00	6.0 ± 1.6	34.9	7.16	2.31	3.42	24.92	0.561
		2	6	0.694	3.46	1.22		45.7	10.39	1.34	1.37	8.25	0.226

Le età AHe sono state calcolando utilizzando aliquote multi-granulo e multi-replicato; l'incertezza analitica propagata equivale a 1σ; Le apatiti standards Durango misurate contestualmente a queste analisi hanno restituito un'età media ponderata di 31.6 ± 0.48 Ma (2σ errore standard, n = 9); ^a F_T è il valore per *alpha-ejection correction* calcolato conformemente a Farley (2000); ^b le età medie rappresentano medie ponderate con errori ponderati (1 σ); ^c *Mass-weighted average radius*; ^d le temperature di chiusura sono state calcolate utilizzando il programma AGE2EDOT (Brandon, 1998) utilizzando il sistema termocronometrico HEA (He su apatite; Farley, 2000); parametri termici: profondità del livello con temperatura costante = 30 km, diffusività termica = 31.536 km²/m.y, produzione di calore interna = 8.59 °C/m.y, temperatura = T_m vedi Tab. 1, gradiente geotermico nelle porzioni superficiali = 25 °C/km (Kohl et al., 1999).

A3.3. ETÀ AFT DI CAMPIONI DEL SEMPIONE

No.	Sample number	No. of crystals	Spontaneous		Induced		$P(c)^2$		Dosimeter		Age (Ma) $\pm 1\sigma$
			r_s	N_s	r_i	N_i			r_d	N_d	
1	SE02	18	0.57	26	14.34	657	95.0	9.22	4384		6.1 \pm 1.2
2	SE07	20	0.55	36	11.64	761	99.3	9.05	4299		7.1 \pm 1.2
3	SE08	20	0.17	16	8.97	861	85.6	8.99	5619		2.8 \pm 0.7
4	SE09	20	0.43	38	19.06	1692	41.1	11.82	4997		4.4 \pm 0.7
5	SE10	18	0.41	41	25.21	2523	90.0	11.82	5619		3.2 \pm 0.5
6	SE11	20	0.17	24	9.15	1312	65.8	11.58	5506		3.5 \pm 0.7
7	SE13	20	0.19	22	5.68	666	88.5	11.35	5394		6.2 \pm 1.4
8	SE14	21	0.15	223	5.63	877	95.4	11.23	5337		4.9 \pm 1.0
9	SE15	18	0.14	9	4.58	291	84.4	11.11	5281		5.7 \pm 1.9
10	SE16	19	0.12	17	2.97	381	76.1	10.99	5225		7.2 \pm 1.9
11	SE18	20	0.71	66	23.80	2204	98.0	10.76	5112		5.3 \pm 0.7
12	SE20	20	0.50	29	19.16	1102	100.0	10.52	5000		4.6 \pm 0.9
13	SE22	30	0.19	22	5.70	678	97.9	10.28	4887		5.5 \pm 1.2
14	SE23	19	0.24	22	6.15	554	99.8	10.16	4831		6.7 \pm 1.5
15	SE24	20	0.39	24	14.98	917	79.1	10.05	4774		4.4 \pm 0.9
16	SE25	21	0.34	19	12.80	719	99.8	9.93	4718		4.4 \pm 1.0
17	SE26	18	0.41	19	10.86	508	98.6	9.80	4662		6.1 \pm 1.4
18	SE28	22	0.53	37	13.41	937	99.9	9.69	4606		6.3 \pm 1.1
19	SE29	18	0.31	33	12.52	1328	100.0	9.57	4549		3.9 \pm 0.7
20	SE30	20	0.44	29	16.90	1107	98.2	11.67	5548		5.1 \pm 1.0
21	SE31	21	0.40	31	14.96	1170	79.2	11.61	5518		5.1 \pm 1.0
22	SE03AP2	20	0.14	9	5.14	343	53.7	11.43	5668		5.0 \pm 1.7
23	SE06AP2	17	0.21	17	3.36	270	99.9	10.94	5199		11.4 \pm 2.9
24	SE08AP2	20	0.34	33	8.75	842	86.9	11.10	5277		7.3 \pm 1.3
25	SE09AP2	20	0.27	29	3.85	411	100.0	11.76	5590		13.8 \pm 2.7

APPENDICE 3 - DATI TERMOCRONOLOGICI E LOCALIZZAZIONE DEI CAMPIONI

26	SE10AP2	20	0.35	28	5.53	449	95.5	11.60	5512	12.0±2.4
27	SE11AP2	19	0.39	30	7.10	547	99.8	10.86	5160	9.9±1.9
28	SE12AP2	20	0.37	29	5.63	441	99.1	11.19	5316	12.2±2.4
29	SE13AP2	20	0.30	22	5.56	403	98.7	12.25	5824	11.1±2.4
30	SE14AP2	20	0.41	30	7.71	563	69.7	11.52	5473	10.2±1.9
31	SE15AP2	18	0.33	17	5.92	310	98.8	11.27	5355	10.3±2.6

I dati rappresentano età AFT centrali calcolate utilizzando un dosimetro di vetro standard CN5 e un valore ζ -CN5= 331.98±5.42; r_s : densità di tracce spontanee ($\times 10^5 \text{ cm}^{-2}$) misurate su superfici interne dei minerali; N_s : numero totale di tracce spontanee; r_i e r_d : densità di tracce ($\times 10^6 \text{ cm}^{-2}$) indotte su rilevatore esterno di mica ($g=0.5$) e su dosimetro; N_i e N_d : numeri totali di tracce; $P(\chi^2)$: probabilità di ottenere valori χ^2 per n gradi di libertà (dove n =numero di cristalli⁻¹); probabilità >5% sono indicative di una popolazione omogenea; Le temperature di chiusura sono state calcolate utilizzando il programma AGE2EDOT (Brandon, 1998) utilizzando il sistema termocronometrico FTA (FT su apatiti di composizione media: Ketcham et al., 1999); parametri termici: profondità del livello con temperatura costante = 30 km, diffusività termica = 31.536 $\text{km}^2/\text{m.y.}$, produzione di calore interna = 8.59 $^\circ\text{C}/\text{m.y.}$, temperatura = T_m vedi Tab. 1, gradiente geotermico nelle porzioni superficiali = 25 $^\circ\text{C}/\text{km}$ (Kohl et al., 1999).

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Albercht, D., Armbruster P., Spohr, R., Roth, M., Schaupt, K.J., Stuhmann, H. «Investigation of heavy ion produced defect structures in insulators by small angle scattering.» *Applied Physics* 37 (1985): 47-46.
- Albrecht, D., Balanzant, E., Schaupt, K. «X-ray small angle scattering investigation of high energy Ar-Tracks in mica.» *Nuclear Tracks - Radiation Measurements* 11 (1986): 93-94.
- Allmendinger, R. W. (With contributions by Gephart, J. W., Marrett, R. A.). «Notes on fault slip analysis.» *Geological Society of America - Short Course on Quantitative Interpretation of Joints and Faults*, 1989: 1-56.
- Andriessen, P.A.M., and Zeck, H.P. «Fission track constraints on timing of Alpine nappe emplacement and rates of cooling and exhumation, Torrox area, Betic Cordillera, SE Spain.» *Chemical Geology* 131 (1994): 199-206.
- Angelier, J. «Tectonic analysis of fault slip datasets.» *Journal of Geophysical Research* 89 (1984): 5835-5848.
- Angelier, J. «Sur un apport de l'informatique a l'analyse structurale; exemple de la tectonique cassante.» *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* 17 (1975): 137-146.
- Angelier, J., Mechler, J. «ur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et enséismologie: la methode des diédres droits.» *Bulletin de la Société Géologique de France* VII-19 (1977): 1309-1318.
- Argand, E. «Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux.» *Beiträge zur Geologischen Karte del Schweiz* 31 (1911): 1-26.
- Armstrong, R. L. «Low angle (Denutiation) Faults, Hinterland of the Sevier Orogenic Belt, Eastern Nevada and Western Utah.» *Geological Society of America Bulletin* 83 (1972): 729-737.
- Batt, G.E., Braun, J., Kohn, B.P., McDougall, I. «Thermochronological analysis of the dynamics of the Southern Alps, New Zealand.» *Geological Society of American Bulletin* 112 (2000): 250-266.
- Bearth, P. «Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontischen und penninischen Alpen.» *Eclogae Geologicae Helvetiae* 49 (1956): 279-290.
- Bearth, P. «Simplon - Erläuterungen.» *Geologischer Atlas del Schweiz* 61 - 1309 (1973): pp. 52.
- . «Simplon, scale 1:25.000.» *Geologischer Atlas der Schweiz*. Vol. 61. n. 1309. A cura di Federal Office for Water and Geology. 1972. 1 sheet.
- Bearth, P. «St. Niklaus - Erläuterungen.» *Geologischer Atlas der Schweiz* 71 - 1308 (1980): 1 blatt.
- Bergman, S.C., Corrigan, J. «Compositional variation of natural apatites subjected to fission track analysis.» In *Proceedings International Workshop on fission-track dating*. Gent, 1996.
- Bhandari, N., Bhat, S.G., Lal, D., Rajagopalan, G., Tamhane, A.S.J., Venkatavaradan, V. «Fission fragment tracks in apatite: recordable track lengths.» *Earth and Planetary Science Letters* 13 (1971): 191-199.

- Bigazzi, G., Hadler Neto, J.C. «Errori di conteggio ed errori sistematici nella datazione con il metodo delle tracce di fissione.» *Bollettino della Società Geologica Italiana*. 108 (1989): 325-350.
- Bigazzi, G.,. «The problem of the decay constant λ_f of ^{238}U .» *Nuclear Tracks* 5 (1981): 35-44.
- Bingham, C. «Distributions on a sphere and the projective plane.» *PhD Thesis, Yale University*, New Heaven(1964): 93pp.
- Bistacchi, A., Massironi, M. «Post-nappe brittle tectonics and kinematic evolution of the northwestern Alps: an integrated approach.» *Tectonophysics* 327 (2000): 267-292.
- Bradbury, H.J, Nolen-Hoeksema, R.C. «The Lepontine Alps as an evolving metamorphic core complex during A-Type subduction: evidence from heat flow, mineral cooling ages, and tectonic modeling.» *Tectonics* 4/2 (1985): 187-211.
- Brandon, M. T. «Probability density plot for fission-track grain-age samples.» *Radiation Measurements* 26 (1996): 663-676.
- Brandon, M. T., Roden-Tice, M. K., Garver, J. I. «Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State.» *Geological Society of America Bulletin* 110 (1998): 985-1009.
- Brandt, S. B. *A new approach to the determination of temperatures of intrusions from radiogenic argon loss in contact aureoles*. Vol. Publication #634, in *Geochemical Transport and Kinetics.*, di Hoffmann A. W. Giletti B. J. Yoder H. S. Yund R. A. (Eds.), 295-298. Washington: Carnegie Institute, 1974.
- Braun, J. «Estimating exhumation rate and relief evolution by spectral analysis of age-elevation datasets.» *Terra Nova* 14 (2002a): 210-214.
- Braun, J. «Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships.» *Earth Planetary Science Letters* 200 (2002b): 331-343.
- Burri, M. «Description géologique du front du Saint-Bernard dans les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais).» *Bulletin des Laboratoires de Géologie - Univ. Lausanne* 270 (1983a).
- Burri, M. «Le front du Gran St-Bernard du val d'Hérens au val d'Aoste.» *Eclogae Geologicae Helvetiae* 76/3 (1983b): 469-490.
- Burri, M., Frank, E., Jeambourquin, P., Labhart, T., Liszkay, M., Streckeisen, A. «Brig, scale 1:25.000.» *Geologischer Atlas der Schweiz* 93 -1289 (1993): 1 sheet.
- Burri, M., Jemelin, L., Jeanbourquin, P. «Brig - Erläuterungen.» *Geologischer Atlas der Schweiz* 93 - 1289 (1994): pp. 62.
- Burtner, R. L., Nigrini, A., Donelick, R. A. «Thermochronology of Lower Cretaceous source rocks in the Idaho-Wyoming thrust belt.» *Geochimica et Cosmochimica Acta* 78/10 (1994): 1613-1636.
- Calk, L. C., Naeser, C. W. «The thermal effect of basalt intrusion on fission tracks in quartz monazite.» *Journal of Geology* 81 (1973): 189-198.

- Carey-Gailhardis, E., Vergely, P. «Graphical analysis of fault kinematics and focal mechanisms of earthquakes in terms of stress: the right dihedral method, use and pitfall.» *Annales Tectonicae* 6 (1992): 3-9.
- Carlson, W.D., Donelick, R.A., Ketcham, R.A. «Variability of apatite fission track annealing kinetics: Experimental results.» *American Mineralogy* 84 (1999): 1213-1223.
- Cederbom, C. E., Dinclair, H. D., Schlunegger, F., Rahn, M. K. «Climate- induced rebound and exhumation of the European Alps.» *Geology* 32, n. 8 (2004): 709-712.
- Cerveny, P. F., Naeser, N.D., Zeitler, P.K., Naeser, C. W., Johnson, N. M. «History of the uplift and relief of Himalaya during the past 18 million years: evidence from fission-track ages of detrital zircons from sandstones of the Siwalik Group.» In *New perspectives in basin analysis*, di Kleinspehn K. L. Paola C. (Eds.), 43-61. New York, USA: Springer-Verlag, 1988.
- Chadderton, L.T., Biersack, J.P., Koul, S.L. «Discontinuous fission tracks in crystalline detectors.» *Nuclear Tracks - Radiation Measurements* 15 (1988): 31-40.
- Champagnac J.D., Sue C., Delacou B. and Burkhard M. «Brittle deformation in the inner northwestern Alps : from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse. » *Terra nova* 16/4 (2004), 232-242.
- Champagnac J.D., Molnar P., Anderson R.S., Sue C. and Delacou B. «Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the Western Alps.» *Geology*. 35/3 (2007), 195-198
- Chemada, A. I., Mattauer, M., Malavieille, J., Bokun, A. N. «A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling and field data from Oman.» *Earth and Planetary Science Letters* 132/1-4 (1995): 225-232.
- Chester, F. M., Logan, J. M. *Implications for mechanical properties of brittle faults from observation of the Punchbowl fault zone, California*. Vol. 124, in *International structure of fault zone - Pure and Applied Geophysics*, di Wang C. Y., 79-106. Basel: Birkhaeuser Verlag, 1986.
- Crank, J. *The mathematics of diffusion*. Oxford: Oxford University Press, 1975.
- Crowley, K. D., Cameron, M., Schaefer, R. L. «Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluoroapatite.» *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55 (1991): 1449-1465.
- Dal Piaz, G. V., Hunziker, J. C., Martinotti, G. «La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nord-occidentali interne.» *Memorie della Società Geologica Italiana* 11 (1972): 433-460.
- Dal Piaz, G.V., Cortiana, G., Del Moro, A., Martin, S., Pennacchioni, G., Tartarotti, P. «Tertiary Age and paleostructural inferences of the eclogitic imprint in the Austroalpine outliers and Zermatt-Saas ophiolite, western Alps.» *International Journal of Earth Sciences* 80 (2001): 668-684.
- Dartyge, E., Duraud, J.P., Langevin, Y., Maurette M. «New model of nuclear particle tracks in dielectric minerals.» *Physics Review B* 23 (1981): 5213-5229.
- De Corte, F., Bellemans, F., Van Den Haute, P., Ingelbrecht, C., Nicholl, C. «A New U doped glass certified by the

- European Commission for the calibration of fission-track dating.» In *Advances in fission-track geochronology*, di P., De Corte, F. Van Den Haute, 67-78. Dordrecht: Kluwer, 1998.
- Decker K, Meschede M, Ring U. «Fault slip analysis along the northern margin of the Eastern Alps (Molasse, Helvetic Nappes, North and South Penninic Flysch, and the Northern Calcareous Alps).» *Tectonophysics* 15 (1993):3-4
- Doblas, M., Mahecha, V., Hoyos, M., Lopez, R. J. «Slickenside and fault surface kinematic indicators on active normal faults of Alpine Betic Cordilleras, Granada, Southern Spain.» *Journal of Structural Geology* 192/2 (1997): 159-170.
- Dodson, M. H. *Closure profiles in cooling systems*. Vol. 7, in *Material Science Forum*, 145-153. Aedermannsdorf: Trans Tech Publications, 1986.
- Dodson, M. H. «Kinetic processes and thermal history of rocks.» *Annual Report Directory of the Department of Terrestrial Magnetism, Carnegie Institute, Yearbook* 74 (1975): 210-217-110.
- Donelick, R. A. «Fact and fiction regarding apatite fission-track annealing kinetics.» *On Track* 7/1 (1997): 17-19.
- Donelick, R. A., Roden, M. K., Mooers, J. D., Carpenter, B. S., Miller, D. S. «Etchable length reduction of induced fission tracks in apatite at room temperature (~23°C): crystallographic orientation effects and 'initial' mean lengths.» *Nuclear Tracks, Radiation Measurements* 17 (1990): 261-265.
- Dunai, T. J. «Forward modeling and interpretation of (U-Th)/He ages.» *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58 (2005): 259-274.
- Eder N, Neubauer F. «On the edge of the extruding wedge: Neogene kinematics and geomorphology along the southern Niedere Tauern, Eastern Alps.» *Eclog. Geol. Helv.* 93(2000):81-92
- Ehlers, T. A., Armstrong, P. A., Chapman, D. S. «Normal fault thermal regimes and the interpretation of low-temperature thermochronometers.» *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 126 (2001): 179-194.
- Ellenberger, F. «La Série du Barrhorn et les rétrocharriage penniniques.» *Compte rendus de l'Academie de sciences* 236 (1953): 218-220.
- Engi, M., Todd, C. S., Schmatz, D. R. «Tertiary metamorphic conditions in the eastern Lepontine Alps.» *Schweizerische Mineralogische, Petrologische Mitteilungen* 76 (1995): 347-369.
- England, P., Molnar, P. «Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks.» *Geology* 18 (1990): 1173-1177.
- Fanale, F.P., Kulp, J.L. «The helium method and the age of the Cornwall, Pennsylvania magnetite.» *Economic Geology* 57 (1962): 735-746.
- Farley, K. A., Reiners, P. W., Nienow, V. «An apparatus for measurement of noble gas diffusivities from minerals in vacuum.» *Analytical Chemistry* 71 (1999): 2059-2061.
- Farley, K. A., Wolf, R. A., Silver, L. T. «The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He dates.» *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (1996): 4223-4230.

- Farley, K.A. *(U-Th)/He dating: Techniques, Calibrations and Applications*. Vol. 47, in *Noble Gases*, di Porcelli D.P. Ballentine C. J. Wieler R. (Eds.), 819-844. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2002.
- Fitzgerald, P.G., Muños, J.A., Coney, P.J., Baldwin, S.L. «Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen.» *Earth and Planetary Science Letters* 173 (1999): 157-170.
- Fleischer, R.L., Price, P.B., Walker, R.M. *Nuclear Tracks in solids; Principles and applications*. Berkeley: University of California Press, 1975.
- Fleischer, R.L., Price, P.B., Walker, R.M. «The ion explosion spike mechanism for formation of charged particle tracks.» *Journal of Applied Physics* 36 (1965): 3645-3652.
- Fleischer, R.L., Price, P.B., Walker, R.M., Hubbard, E.L. «Criterion for registration in dielectric track detectors.» *Physics Review* 156 (1967): 353-355.
- Fleischer, R.L., Comstock, G.M., Hart, H.R. «Dating of mechanical events by deformation-induced erasure of particle tracks.» *Journal of Geophysical Research* 77 (1972): 5050-5053.
- Fleischer, R.L., Price, P.B. «Glass dating by fission fragment tracks.» *Journal of Geophysical Research* 69 (1964): 331-339.
- Gailbraith, R. F. «Graphical display of estimates having different standard errors.» *Thermometrics* 30 (1988): 271-281.
- Gailbraith, R. F. «On statistical estimation in fission track dating.» *Mathematical Geology* 16 (1984): 653-669.
- Gailbraith, R. F. «On statistical models for fission tracks counts.» *Mathematical Geology* 13 (1981): 471-478.
- Gailbraith, R. F. «The radial plot: graphical assessment of spread in ages.» *Nuclear Tracks, Radiation Measurements* 17 (1990): 207-214.
- Gailbraith, R. F. «The trouble with probability density plots of fission track ages.» *Radiation Measurements* 29 (1998): 125-131.
- Gailbraith, R. F., Laslett, G. M. «Some remarks on statistical estimation in fission track dating.» *Nuclear Tracks* 10 (1985): 361-363.
- Gailbraith, R. F., Laslett, G. M. «Statistical models for mixed fission track ages.» *Nuclear Tracks Radiation Measurements* 21 (1993): 459-470.
- Galliker, D., Hugentobler, E., Hahn, B. «Spontane Kernsplattung von U-238 and Am-241.» *Helvetica Physica Acta* 43 (1970): 593-606.
- Gapais, D., Cobbold, P. R., Bourgeois, O., Rouby, D., De Urreiztieta, M. «Tectonic significance of fault-slip data.» *Journal of Structural Geology*. 22 (2000): 881-888.
- Gleadow, A. J. W., Lovering, J. F. «Thermal history of granitic rocks of Western Victoria: a fission-track dating study.» *Journal of the Geological Society of Australia* 25 (1978): 323-340.

- Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R. «A natural long-term track annealing experiment for apatite.» *Nuclear Tracks* 5 (1981): 169-174.
- Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., Green, P.F., Lovering, J.F. «Confined track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis.» *Contributions to Mineral Petrology* 94 (1986): 405-415.
- Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., Lovering, J.F. «Fission track analysis: a new tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential.» *Australian Petroleum Exploration Association Journal* 23 (1983): 93-102.
- Glotsbach, C., J. Reinecker, M. Danišák, M. Rahn, W. Frisch, and C. Spiegel. «Neogene exhumation history of the Mont Blanc massif, western Alps. » *Tectonics*, 27- TC4011 (2008)
- Grasemann, B., Mancktelow, N. S. «Two-dimensional thermal modelling of normal faulting: the Simplon Fault Zone, Central Alps, Switzerland.» *Tectonophysics* 225 (1993): 155-165.
- Grassl H, Neubauer F, Millahn K, Weber F. «Seismic image of the deep crust at the eastern margin of the Alps (Austria): indications for crustal extension in a convergent orogen.» *Tectonophysics* 380 (2004):105–22
- Green, P.F. «A new look at statistics in fission track dating.» *Nuclear Tracks* 5 (1981): 77-86.
- Green, P.F. "Comparison of zeta calibration baselines for fission-track dating of apatite, zircon and sphene." *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* 58 (1985): 1-22.
- Green, P.F. «The relationship between track shortening and fission track age reduction in apatite: combined influences of inherent instability, annealing anisotropy, length bias and system calibration.» *Earth and Planetary Science Letters* 89 (1988): 335-352.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.R., Laslett, G.M. «Fission track annealing in apatite: track length measurements and the form of Arrhenius plot.» *Nuclear Tracks* 10 (1985): 323-328.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.R., Laslett, G.M. «Thermal annealing of fission tracks in apatite: 1. A qualitative description.» *Chemical Geology (Isotopic Geosciences Section)* 59 (1986): 237-253.
- Green, P.F., Durrani, S.A. «Annealing studies of tracks in crystals.» *Nuclear Track Detection* 1 (1977): 33-39.
- Grosjean G., Sue C., Burkhard M. «Late extension on the vicinity of the Simplon fault zone (central Alps, Switzerland).» *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97 (2004): 33-46.
- Grujic, D., Casey, M., Davidson, C., Hollister, L. S., Kündig, R., Pavlis, T., Schmid, S. «Ductile extrusion of the Higher Himalayan Crystalline in Bhutan: evidence from quartz microfabrics.» *Tectonophysics* 260/1-3 (1996): 21-43.
- Hadler Neto, J.C. «Medida da constante de desintegração do U-238 por fissão espontânea.» *Unpublished PhD thesis, Instituto de Física, Universidade Estadual de Campinas, Brasil.* 1982.
- Hadler Neto, J.C., Lattes, C.M.G., Marques, A., Marques, M.D.D., Serra, D.A.B., Bigazzi, G. «Measurement of the spontaneous fission disintegration constant of U-238.» *Nuclear Tracks* 5 (1981): 45-52.
- Hammerschmidt, K., Wagner G.A., Wagner, M. «Radiometric dating on research drill core Urach III: a contribution to

- its geothermal history.» *Journal of Geophysics* 54 (1984): 97-105.
- Hancock, P. L. «Brittle microtectonics: principles and practice.» *Journal of Structural Geology* 7 (1985): 437-457.
- Harrison, T. M., Zeitler, P. K. «Fundamentals of noble gas thermochronometry.» In *Low-temperature Thermochronology - Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, a cura di Mineralogical Society of America - Geochemical Society, 123-149. Reiners, P. W., Ehlers T. A., 2005.
- Hourigan, J. K., Reiners, P. W., Brandon, M. T. «U-Th zonation dependent alpha-ejection in (U-Th)/He chronometry.» *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69 (2005): 3349-3365.
- House, M. A., Wernicke, B. P., Farley, K. A., Dumitru, T. A. «Cenozoic thermal evolution of the central Sierra Nevada, California, from (U-Th)/He thermochronometry.» *Earth and Planetary Science Letters* 151 (1997): 167-169.
- House, M.A., Farley, K.A., Kohn, B.P. «An empirical test of helium diffusion in apatite: borehole data from the Otway basin, Australia.» *Earth and Planetary Science Letters* 170 (1999): 463-474.
- Hubbard, M., Mancktelow, N. S. «Lateral displacement during Neogene convergence.» *Geology* 20 (1992): 943-946.
- Hunziker, J. C., Desmons, J., Martinotti, G. *Alpine thermal evolution in the central and western Alps*. Vol. 45, in *Alpine tectonics. Geological Society of London Special Publication*, di Coward M. P. Dietrich D. Park R.G. (Eds.), 353-367. 1989.
- Hunziker, J.C. «Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps.» *Eclogae Geologicae Helvetiae* 63 (1970): 151-161.
- Hunziker, J.C., Desmons, J., Hurford, A. J. «Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps.» *Mémoires de Géologie (Lausanne)* 13 (1992): 1-59.
- Hurford A.J., Green P.F. «The zeta age calibration of fission track dating.» *Isotope Geoscience* 1 (1983): 319-329.
- Hurford A.J., Green, P.F. «A users' guide to fission track dating calibration.» *Earth and Planetary Science Letters* 59 (1982): 343-354.
- Hurford, A. J., Flisch, M., Jäger, E. *Unravelling the thermo-tectonic evolution of the Alps: a contribution from fission track analysis and mica dating*. Vol. 45, in *Alpine Tectonics*, di Coward M. P. Dietrich D. Parks R. G. (Eds.), 369-398. Geological Society Special Publication, 1989.
- Hurford, A.J. «Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps South Central Switzerland and age of vertical movement on the Insubric fault line.» *Contributions to Mineral Petrology* 92 (1990): 171-178.
- Hurford, A.J. «Standardization of fission track dating calibration; results of questionnaire distributed by International Union of Geological Sciences Subcommittee on Geochronology.» *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*. 11 (1986): 329-333.
- Hurford, A.J. «Zeta: the ultimate solution to fission-track analysis calibration or just an interim measure?» In *Advances in fission-track geochronology*, di P., De Corte, F. Van Den Haute, 19-32. Dordrecht: Kluwer, 1998.

- Hurford, A.J., Fitch, F. J., Clarke, A. «Resolution of the age structure of the detrital zircon population of two Lower Cretaceous sandstones from the Weald of England by fission track dating.» *Geological Magazine* 121 (1984): 269-277.
- Hurford, A.J., Green, P.F. «A reappraisal of neutron dosimetry and uranium-238 λ_f decay values in fission track dating.» *Nuclear Tracks* 5 (1981): 53-61.
- Jäger, E. «Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung.» *Eclogae Geologicae Helvetiae* 66 (1973): 11-21.
- Jonkhoeere, R. «On the length reduction of spontaneous fission tracks in apatite at ambient temperatures.» In *Proceedings International Workshop on fission-track dating*, 62. Gent, 1996.
- Jonkhoeere, R. «Slightly longer tracks: heavy liquid separations and beware of dreaded TININC's.» *On Track* 7/2 (1997): 8-9.
- Kahn, H.A., Durrani, S.A. «Efficiency calibration of solid state nuclear track detectors.» *Nuclear Instruments and Methods of Physics Research* 98 (98): 229-236.
- Keller, L. M., Fügenschuh, B., Hess, M., Schneider, B., Schmid, S. M. «Simplon Fault Zone in the western and central Alps: Mechanism of Neogene faulting and folding revised.» *Geology* 34, n. 4 (2006): 317-320.
- Ketcham, R. A. «Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data.» *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58 (2005): 275-314.
- Köppel, V., Grünenfelder, M. «Concordant U-Pb ages of monazite and xenotime from the Central Alps and the timing of the high temperature Alpine metamorphism, a preliminary report.» *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 55 (1975): 129-132.
- Kowallis, B. J., Heaton J. S., Bringham, K. «Fission-track dating of volcanically derived sedimentary rocks.» *Geology* 14 (1986): 19-22.
- Lambert M., Levelut, A.M., Maurette, M., Heckman, H. «Etude par diffusion des rayons X au petit angles de micamuscovite irradié par des ions d'Argon.» *Radiation Effects* 3 (1970): 155-160.
- Laslett, G. M., Green, P. F., Duddy, I. R., Gleadow, A. J. W. «Thermal annealing of fission tracks in apatite: 2. A quantitative analysis.» *Chemical Geology (Isotopic Geoscience section)* 65 (1987): 1-13.
- Leu, W. «Lithostratigraphie und Tectonik der nordpenninischen Sedimente in der Region Bedretto - Baceno - Visp.» *Eclogae Geologicae Helvetiae* 79/3 (1986): 237-250.
- Linzer HG, Ratschbacher L, Frisch W. «Transpressional collision structures in the upper crust—the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps.» *Tectonophysics* 15 (1995):1–2
- Lisle, R. J. «Principal stress orientations from faults: an additional constraint.» *Annales Tectonicae* 1 (1987): 155-158.
- Lovera, O. M., Richter, F. M., Harrison, T. M. « $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geothermometry for slowly cooled samples having a distribution of diffusion domain sizes.» *Journal of Geophysical Research* 94 (1989): 17917-17935.

- Mancel, P., Merle, O. «Kinematics of the northern part of the Simplon Line (Central Alps).» *Tectonophysics* 135 (1987): 265-275.
- Mancktelow, N. S. «The Simplon Line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps.» *Eclogae geologicae Helveticae* 78, n. 1 (1985): 73-96.
- Mancktelow, N. S., Grasemann, B., «Time dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion.» *Tectonophysics* 270 (1997): 167-195.
- Mancktelow, N.S. «Neogene lateral extension during convergence in the central Alps: Evidence from interrelated faulting and backfolding around Simplonpass (Switzerland).» *Tectonophysics* 215 (1992): 295-317.
- Mancktelow, N.S. «Quartz textures from the Simplon Fault Zone, southwest Switzerland and north Italy.» *tectonophysics* 135 (1987): 133-153.
- Mancktelow, N.S., Pavlis, T.L. «Fold-fault relationships in low-angle detachment systems.» *tectonics* 13/3 (1994): 668-685.
- Marinos, P., Hoek, E. «GSI: A geologically friendly tool for rock mass strength estimation.» *GEOENG2000*. Melbourne, Australia, 2000.
- Marret, R., Allmendinger, R. «Kinematic analysis of fault-slip data.» *Journal of Structural Geology* 12 (1990): 973-986.
- Marret, R., Allmendinger, R. W. «Estimates of strain due to brittle faulting: sampling fault populations.» *Journal of Structural Geology* 21 (1991): 1057-1063.
- Massironi, M. «Analisi di prodotti satellitari ottici e radar per lo studio della tettonica fragile in aree di catena montuosa - Il caso delle Alpi Nord-Occidentali.» *PhD. Thesis, Università di Padova*, 1998.
- McDougall, I., Harrison, T. M. *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*. Oxford: Oxford University Press, 1999.
- McKenzie, D. P. «The relationship between fault plane solutions for earthquakes and the direction of principal stresses.» *Bulletin of the Seismological Society of America* 59 (1969): 591-601.
- Meesters, A. G. C. A., Dunai, T. J. «Solving the production-diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes - Part I. Implication for low-temperature (U-Th)/He thermochronometry.» *Chemical Geology* 186 (2002a): 333-344.
- Meesters, A. G. C. A., Dunai, T. J. «Solving the production-diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes - Part II. Application to cases with alpha-ejection and nonhomogeneous distribution of the source.» *Chemical Geology* 186 (2002b): 57-73.
- Mercier, J. L., Carey, E., Philip, H., Sorel, D. «Les déformations plio-quaternaires dans l'arc égéen et leurs relations avec la sismicité.» *Bulletin de la Société Géologique de France* 18 (1976): 355-372.
- Merle, O., Cobbold, P. R., Schmid, S. *Tertiary kinematics in the Lepontine dome*. Vol. 45, in *Alpine Tectonics. Geological Society Special Publication*, 113-134. Coward, M. P., Dietrich, D., Park R. G., 1989.

- Milnes, A.G. «Post-nappe folding in the western Alps.» *Eclogae Geologicae Helvetiae* 67/2 (1974b): 333-348.
- Milnes, A.G. «Structure of the Pennine zone (Central Alps): a new working hypothesis.» *Geological Society of America Bulletin* 85 (1974a): 1727-1732.
- Moore, E. M., Scott, R. B., Lumsden, W. W. «Tertiary tectonics of White Pine-Grant Range region, east-central Nevada, and some regional implications.» *Geological Society of America Bulletin* 79 (1968): 1703-1726.
- Naeser, C. W., McKee, E. H., Johnson, N. M., MacFadden, B. J. «Confirmation of a late Oligocene-early Miocene age of Daseadan Salla beds Bolivia.» *The Journal of Geology* 95 (1987): 825-828.
- Naeser, C.W., Faul, H. «Fission-track annealing in apatite and sphene.» *Journal of Geophysical Research* 74 (1969): 705-710.
- Naeser, C.W., Forbes, R. B. «Variation of fission track ages with depth in two deep drill holes.» *Transaction, American Geophysical Union* 57 (1976): 353.
- Naeser, N. D., Naeser C. W., McCulloh, T. H. «The application of fission-track dating in depositional and thermal history of rocks in sedimentary basins.» In Naeser N. D., McCulloh, T. H. (Eds.) *thermal history of sedimentary basins*, 157-180. New York: Springer-Verlag, 1989.
- Pastorelli, S. «Il complesso ultramafico di Geisspfad e i suoi rapporti con le rocce incassanti. .» *Tesi Univ. Torino*, 1993.
- Pegoraro, O. «Application de la microtectonique à une étude de néotectonique. Le golfe maliaque (Grèce centrale).» *3rd Cycle Thesis*, Univ Montpellier, 1972.
- Peresson H, Decker K. «The Tertiary dynamics of the northern eastern alps (Austria) changing palaeostresses in a collisional plate boundary.» *Tectonophysics* 10 (1997):2-4
- Persano, C., Stuart, F.M., Bishop, P., Barfod, D.N. «Apatite (U-Th)/He age constraints on the development of the Great Escarpment on the southeastern Australian passive margin.» *Earth and Planetary Science Letters* 200 (2002): 79-90.
- Petit, J. P. «Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks.» In Cobbold, P. R., Gapais, D., Means, W. D., Treagus, S. H. (Eds) *Shear criteria of rocks.*, 597-608. Oxford-New York: Pergamon International, 1987.
- Pürdy, J. W., Jäger, E. «K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps.» *Memorie dell'Istituto Geologico e Mineralogico Università di Padova* 30 (1976): 32 pp.
- Ratschbacher L, Frisch W, Linzer HG, Merle O. «Lateral extrusion in the Eastern Alps, 2. Structural analysis.» *Tectonics* 10 (1991):257-71
- Ramsay, J. G., Lisle, R. *The techniques of modern structural geology. Volume 3: Applications of continuum mechanics in structural geology.* Academic Press, 2000.
- Reimer, G. M., Wagner, G. A. «Fission track studies of alpine epidotes and garnets.» *Annales de la Societe Geologique de Belgique* 94 (1971): 127.

- Reinecker J, Lenhardt W. «Present-day stress field and deformation in eastern Austria.» *Int. J. Earth Sci.* 88 (1999):532–50
- Reiners, P. W., Nicolescu, S. *Measurement of parent nuclides for (U-Th)/He chronometry by solution sector ICP-MS.* ARHDL Report 1, Dept of Geosciences, Univ. of Arizona, Tucson USA: <http://www.geo.arizona.edu/~reiners/arhdl/arhdl.htm>, 2006.
- Riedel, W. «Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen.» *Zentral-blatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie B*: 354-368.
- Ring, U., Brandon, M. T., Willet, S. D., Lister, G. *Exhumation processes.* Vol. 154, in U. Ring, M. T. Brandon, G. S. Lister, S. D. Willett (Eds.) *Exhumation processes: Normal faulting, Ductile flow and Erosion.*, 1-27. Geological Society of London - Special Publication, 1999.
- Roberts, J.H., Ruddy, F.H., Gold, R. «Optical efficiency for fission fragment track counting in muscovite solid state detectors.» *Nuclear Tracks - Radiation Measurements* 8 (1984): 365-369.
- Rubatto, D., Gebauer, D., Fanning, M. «Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas-Fee ophiolites: implication for the geodynamic evolution of the central and western Alps.» *Contribution to Mineralogy and Petrology* 79 (1998): 269-287.
- Rutherford, E. «Present problems in radioactivity.» *Popular Science Monthly* May (1905): 1-34.
- Sartori, M. «Structure de la zone du Combin entre les Diablons et Zermatt (Valais).» *Eclogae Geologicae Helveticae* 77/2 (1987): 789-814.
- Schmidt, C., Preiswerk, H. «Geologische Karte der Simplongruppe mit Erläuterungen.» *Spezialkarte* 48 (1908).
- Shuster, D. L., Farley, K. A. « $4\text{He}/3\text{He}$ thermochronometry.» *Earth and Planetary Science Letters* 217 (2003a): 1-17.
- Shuster, D. L., Farley, K. A. « $4\text{He}/3\text{He}$ thermochronometry: theory, practice and potential complications.» *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58 (2005): 181-203.
- Shuster, D. L., Farley, K. A., Sistierson, J. M., Burnett, D. S. «Quantifying the diffusion kinetics and spatial distribution of radiogenic 4He in minerals containing proton-induced 3He .» *Earth and Planetary Science Letters* 217 (2003b): 19-32.
- Soom, M. A. «Abkühlungs- und Hebungsgeschichte der Externmassive und Penninischen Decken beidseits der Simplon-Rhone Linie seit dem Oligozän: Spaltspursatierungen und Apatit/Zirkon und L-Ar-Datierungen an Biotit/Muskovwit.» *PhD thesis, University of Bern* 119pp.
- Spring, L., Reymond, B., Masson, H., Steck, A. «La nappe du Lebendun entre Alte Kaserne et le Val Cairasca (massif du Simplon): nouvelles observations et interprétations.» *Eclogae Geologicae Helveticae* 85/1 (1992): 85-104.
- Staub, R. «Der Bau der Alpen: Versuch einer Synthese.» *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz* NF 52 (1924).
- Steck, A. «Géologie du Massif du Simplon.» In *Simplon, Histoire - Géologie - Minéralogie*, 41-59. Martigny: Bernard et Suzanne Tissières Fondation, 2005.

- Steck, A. «The Maggia cross-fold: an enigmatic structure of the Lower Penninic nappes of the Lepontine Alps.» *Eclogae Geologicae Helvetiae* 91/3 (1998): 333-343.
- Steck, A. «Une carte des zone de cisaillement ductile des Alpes Centrales.» *Eclogae Geologicae Helvetiae* 83/3 (1990): 603-627.
- Steck, A., Bigioggero, B., Dal Piaz, G. V., Escher, A., Martinotti, G., Masson, H. «Carte tectonique des Alpes Suisse occidentale ed des régions avoisinantes, scale 1:100.000.» n. 123 (1999): 4 sheet.
- Steck, A., Epard, J., Escher, A., Gouffon, Y., Masson, H. «Carte Tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes: 1:100 000. Notice explicative.» *Carte Géologique spéciale N° 123*, 2001: pp. 72.
- Steiger, R.H., Jäger, E. «Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry.» *Earth and Planetary Science Letters* 36 (1977): 359-362.
- Stockli, D. A., Farley, K. A. «Empirical constraints on the titanite (U-Th)/He partial retention zone from the KTB drill hole.» *Chemical Geology* 207 (2004): 223-236.
- Stockli, D. F. *Application of low-temperature thermochronometer to tntensional tectonic settings*. Vol. 58, in *Reiners, P. W., Ehlers, T. A. (Eds.) Low-Temperature Thermochronology. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 411-448. Mineralogical Society of America, 2005.
- Stockli, D.F., Farley, K.A., Dumitru, T.A. «Calibration of the apatite (U-Th)/He thermochronometer on an exhumed fault block, White Mountains, California.» *Geology* 28 (2000): 983-986.
- Streckeisen, A., Kramers, J., Hunziker, J.C., Frank, E. «Gantergneis und Einstengneis im Simplongebiet.» *Schweizerische Mineralogische, Petrologische Mitteilung* 58/3 (1978): 396-400.
- Strutt, R. J. «On Radioactive minerals.» *Proceedings fo the Royal Society A* 76 (1905): 88-101.
- Stüwe, K., Hintermüller, M. «Topography and isotherms revisited: the influence of laterally migrating drainage divides.» *Earth and Planetary Science Letters* 184 (2000): 287-303.
- Stüwe, K., White, L., Brown, R. «The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis. » *Earth and Planetary Science Letters*, no. 124 (1994): 63-74.
- Sue C., Delacou B., Burkhard M., Champagnac J.-D. and Allanic C. «Quantification of the seismic strain around the bend of the Western/Central Alps. » *Terra Nova* (2007).
- Tchalenko, J. S., Ambraseys, N. N. «Structural analysis of the Dast-e Bayaz (Iran) earthquake fractures.» *Geological Society of America Bullettin* 81 (1970): 41-60.
- Tombrello, T.A. «The dimension of latent ion damage tracks.» *Nuclea Instruments and Methods in Physics Research B* 1 (1984a): 23-25.
- Tombrello, T.A. «Track damage and erosion of insulators by ion-induced electronic processes.» *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 2 (1984b): 553-563.

- Trümpy, R. *Geology of Switzerland: a guide-book*. Wepf, Basel: Schweizerische Geologische Kommission, 1980.
- Turner, F. J. «Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles.» *American journal of Science* 251 (1953): 276-298.
- Turner, F., Weiss, L. E. *Structural analysis of metamorphic tectonites*. New York: MacGraw-Hill, 1963.
- Van Den Haute, P., De Corte, F., Jonckheere, R., Bellemans, F. «The parameters that govern the accuracy of fission-track age determinations: a re-appraisal.» In *Van Den Haute, P., De Corte, F. (Eds.) Advances in fission-track geochronology.*, 33-46. Dordrecht: Kluwer, 1998.
- Vernon, A. J., van del Beek, P. A., Sinclair, H. D., Rahn, M. K. «Increase in late Neogene denudation of the European Alps confirmed by analysis of fission-track thermochronology database.» *Earth and Planetary Science Letters*, 2008 (in Press): 14.
- Wagner, G. A. «Spuren der spontanen Kernspaltung des ^{238}U als Mittel zur Datierung von Apatiten und ein Beitrag zur Geochronologie des Odenwaldes.» *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 110 (1969): 252-286.
- Wagner, G. A., Reimer, G. M. «Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track apatite ages.» *Earth and Planetary Science Letters* 14 (1972): 263-268.
- Wagner, G. A., Reimer, G. M., Jäger, E. «Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the central Alps.» *Memorie dell'Istituto Geologico e Mineralogico. Università di Padova* 30 (1977).
- Wagner, G. A., Van Den Haute, P. *Fission-track dating*. Dordrecht: Kluwer, 1992.
- Wagner, G.A. «Fission track dating of apatites.» *Earth and Planetary Science Letters* 4 (1968): 411-415.
- Wagner, G.A. «The geological interpretation of fission track apatite ages.» *Transactions of the American Nuclear Society* 15 (1972): 117.
- Wall, S., Durrani, S.A. «Thermal stability of fission tracks in apatite and sphene: using confined track length measurements.» *Nuclear Tracks* 10 (1985): 349-357.
- Wall, T. «Use of an alternative neutron dosimetry standard for fission track dating.» *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 12 (1986): 887-890.
- Warmock, A. C., Zeitler, P. K. « $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronometry of K-feldspar from the KTB borehole, Germany.» *Earth and Planetary Science Letters* 158 (1998): 67-79.
- Watt, S., Durrani, S. A. «Thermal stability of fission tracks in apatite and sphene: using confined track length measurements.» *Nuclear Tracks* 10 (1985): 349-357.
- Wawrzyniec T. F., Selevrstone J., Axen J. «Correlation between fluid composition and deep-seated structural style in the footwall of the Simplon low-angle normal fault, Switzerland.» *Geology* 27 (1999): 715-718.

- Wawrzyniec, T. F., Selverstone, J. «Styles of footwall uplift along the Simplon and Brenner normal fault systems, central and Eastern Alps.» *Tectonics* 20-5 (2001): 748-770.
- Wallbrecher, E. «Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen. » - *Enke-Verlag*, Stuttgart (1986): 244 pp.
- White, N.M., Pringle, M., Garzanti, E., Bickle, M., Najman, Y., Chapman, H., Friend, P. «Constraints on the exhumation and erosion of the High Himalayan Slab, NW India, from foreland basin deposits.» *Earth and Planetary Science Letters* 195 (2002): 29-44.
- Wilcox, R. E., Harding, T. P., Harding, D. R. «Basic wrench tectonics.» *AAPG bulletin* 57 (1973): 74-96.
- Willingshofer E, Cloetingh S. «Presentday lithospheric strength of the Eastern Alps and its relationship to neotectonics.» *Tectonics* 22 (2003):1075
- Wolf, R.A., Farley, K.A., Kass, D.M. «Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (UTh)/He thermochronometer.» *Chemical Geology* 148 (1998): 105-114.
- Wolf, R.A., Farley, K.A., Silver, L.T. «Assessment of (U-Th)/He thermochronometry: The low-temperature history of the San Jacinto mountains, California.» *Geology* 25 (1997): 65-68.
- Wolf, R.A., Farley, K.A., Silver, L.T. «Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite.» *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (1996): 4231-4240.
- Yada, K., Tanji, T., Sunagawa, I. «Application of lattice imagery to radiation damage investigation in natural zircon.» *Physics and Chemistry of Minerals* 7 (1981): 47-52.
- Yada, K., Tanji, T., Sunagawa, I. «Radiation induced lattice defects in natural zircon (ZrSiO₄) observed at atomic resolution.» *Physics and Chemistry of Minerals* 14 (1987): 197-204.
- Zattin, M. «Apatite thermochronology of the Marnoso-Arenacea formation. » *PhD Thesis, University of Bologna*, Bologna: 139pp.
- Zeitler, P. K., Johnson, N. M., Briggs, N. D., Naeser, C. W. «Uplift history of the NW Himalaya as recorded by fission-track ages on detrital Siwalik zircons.» In *Jiquing, Huang (Eds.) Proceedings of the Symposium on Mesozoic and Cenozoic Geology.*, 481-494. Beijing, China: Geological Publishing House, 1982.
- Zeitler, P.K., Herczeg, A.L., McDougall, I., Honda, M. «U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer.» *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51 (1987): 2865-2868.
- Zimmermann R. A., Gaines, A. M. «A new approach to the study of fission track dating.» *US Geological Survey Open File Report* 78-701 (1978): 467-468.
- Zwingmann, H., Mancktelow ,N.S. «Timing of Alpine fault gouges.» *Earth and Planetary Science Letters* 223 (2004): 415-425.

ALLEGATO 1 ARTICOLO : A PRECURSOR OF THE NORTH ANATOLIAN FAULT IN THE MARMARA SEA REGION

L'articolo presentato in questo capitolo è stato sottomesso alla rivista *Journal of Geological Society of London* in data 28/01/2009. Attualmente esso è in fase di valutazione presso i revisori della rivista.

A precursor of the North Anatolian Fault in the Marmara Sea region

M. ZATTIN ^{1*}, W. CAVAZZA ², A.I. OKAY ³, I. FEDERICI ², G. FELLIN ⁴, A. PIGNALOSA ²
& P. REINERS ⁵

1 – Dipartimento di Geoscienze, Università di Padova, Via Giotto 1, 35137 Padova, Italy

2 – Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna, Piazza di Porta San Donato 1, 40126 Bologna, Italy

3 – Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü ve Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Maden Fakültesi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maslak, 34469 İstanbul, Turkey

4 – Institut für Isotopengeologie und Mineralische Rohstoffe, ETH, Clausiusstrasse 25, 8092 Zürich, Switzerland

5 – Department of Geosciences, University of Arizona, Gould-Simpson Building #77, Tucson, AZ 85721, USA

** Corresponding Author (massimiliano.zattin@unipd.it)*

Number of words of text: 5109

Number of words of references: 2021

Tables: 2

Figures: 5

Abbreviated title: A precursor of the North Anatolian Fault

Abstract

Apatite (U-Th)/He and fission-track analyses of both basement and sedimentary cover samples collected around the Marmara Sea point to the existence of a system of major E-W-trending structural discontinuities active at least from the Late Oligocene. In the Early Pliocene, inception of the present-day North Anatolian Fault (NAF) system in the Marmara region occurred by reactivation of these older tectonic structures. This is particularly evident across the Ganos fault in southern Thrace, as exhumation south of it occurred during the latest Oligocene and north of it during the mid-Miocene. In this area, large tectonic structures long interpreted as the results of Pliocene-Quaternary NAF-related transpressional deformation (i.e. the Ganos monocline, the Korudağ anticline, and the Gelibolu folds) were in fact produced during the Late Oligocene – Early Miocene. The overall lack of significant (U-Th)/He age differences across the NAF indicates that the Early Pliocene inception of strike-slip motion in the Marmara region represents a relatively minor episode. At the scale of the entire Marmara region, the geographic pattern of exhumation ages shown in this study results instead from the complex superposition of older tectonic events

including (i) the amalgamation of the Strandja-Rhodopian, İstanbul terranes, and Sakarya terranes, and (ii) Aegean-related extension.

Keywords

Thermochronology, exhumation, North Anatolian Fault, Marmara Sea.

The Marmara Sea consists essentially of depressions and ridges aligned along the E-W trend of the North Anatolian Fault (NAF). This fault system, about 1500 km long, has a right-lateral strike-slip motion and constitutes the northern boundary of the westward moving Anatolian block (e.g. Jackson & McKenzie 1988; Barka 1992). According to common interpretation, the NAF nucleated in eastern Anatolia (Bitlis-Zagros suture zone) during the Late Miocene (ca. 11 Ma) following the collision of the Arabia and Anatolian plates, and propagated westward reaching the Marmara region during the Pliocene (e.g. Şengör et al., 2005; Barka 1992; Hubert-Ferrari et al. 2002). In this region, the NAF widens into a complex fault zone stretching some 100 km in a N-S direction, from Ganos Mt. in southern Thrace (Okay et al. 2004) to Kazdağ in the southern Biga peninsula (Cavazza *et al.* 2008). Such configuration translates into a high degree of structural complexity, with coexisting deep basins, push-up structures, and block rotations. However, so far the inception of the NAF activity has been inferred based on the study of the associated sedimentary basins, with earlier studies relying mainly on the scarce palaeontological data from terrestrial sedimentary records (see Şengör *et al.* 2005, for a review). The oldest basins are Middle to Late Miocene in age, whereas the youngest are hardly older than the Pleistocene. Based on apatite fission-track analysis of limited number of samples, Zattin *et al.* (2005) suggested that the Ganos segment of the NAF follows a preexisting structural discontinuity in existence at least by the latest Oligocene. A Late Oligocene timing for fault displacement along the NAF is corroborated by electron spin resonance ages of quartz from fault gouge samples (Ulusoy 2004). These inferences were supported by Uysal *et al.* (2006) who studied a ca. 500 km long segment of the NAF east of the Marmara Sea by radiometric dating of fault gouges and found that an early event of significant strike-slip was initiated at about 57 Ma, but further intensified at ~26 Ma and later than ~8 Ma. Finally, Kaymakci *et al.* (2007), on the basis of palaeomagnetic data, proposed that the Ganos fault and other ENE-trending faults experienced dextral strike-slip activity before the Late Pliocene development of the NAF. An Oligocene major strike-slip shear zone in western Anatolia, with an estimated right-lateral offset of 100 ± 20 km, was described also by Okay *et al.* (2008) in the Uludağ area, located close to the city of Bursa, about 30 km south of the Marmara Sea. All these papers support the idea that pre-existing mechanical defects such as faults and shear zones greatly

influences the locus of the subsequent tectonic activity (e.g. Holdsworth *et al.* 1997). Examples of strike-slip systems that reactivated basement boundaries are widespread and include the Zagros fold-and-thrust belt (Hessami *et al.* 2001), the Junggar region (Allen & Vincent 1997) and the Salmon River suture zone (Tikoff *et al.*, 2001). Transition between compressional and strike-slip or transtensional faulting are known from the Alps (Periadriatic Line; Schmid *et al.* 1989) and Himalayas (Karakoram fault zone; Murphy *et al.* 2000)

In this paper, we build on the results by Zattin *et al.* (2005) to give a more complete picture of the tectonic evolution of the western NAF by using (U-Th)/He and fission-track dating on apatite. Our data confirm that the Marmara segments of the active NAF, regarded as post-Miocene structures, have instead a complex evolution, as shown by the presence of pre-Late Miocene structural discontinuities along which significant vertical displacements occurred. The exact age of these earlier discontinuities is difficult to determine but should be older than the extension that affected the Aegean region since the Late Oligocene (e.g. Seytoğlu *et al.* 1992; Jolivet & Faccenna 2000). Thermochronological data by Zattin *et al.* (2005) demonstrate that in the Late Oligocene vertical displacements along a precursor of the Ganos fault were active. The additional dataset presented in this paper suggests that the location and kinematics of the western NAF are controlled by position and geometry of the basement block margins inherited from Mesozoic–Cenozoic closure of oceanic basins belonging to the Tethyan realm and the ensuing collision between the bordering microcontinents.

Tectonic setting

The Neogene tectonics of the Marmara region has been controlled by the interaction of the extensional regime driven by slab retreat along the Aegean subduction zone (e.g., Jolivet 2001) and the strike-slip faulting linked to the NAF. The Anatolian microplate is moving westward with respect to the Eurasian plate at a velocity of ~21 mm/yr (e.g., Reilinger *et al.* 2006). In central Anatolia, over 90% of this movement is concentrated on the NAF, which forms a well-defined narrow plate boundary. In the Aegean region, the rigid westward translation of the Anatolian microplate gives way to distributed north-south extension along E-W–trending normal faults. This extension resulted in the formation of E-W trending grabens, which are the most prominent neotectonic feature of western Anatolia (Bozkurt 2001). The same structural trend is observed in the Marmara Sea region, where the NAF developed as a complex fault system. East of the Marmara Sea, the NAF splits into two branches which, divided into sub-branches, form a zone of distributed deformation more than 120 km wide (fig. 1; Şengör *et al.* 1985). However, GPS studies show that over 90% of the present-day strike-slip deformation occurs along the main northern branch of NAF

passing through the Marmara Sea and continuing westward into Thrace as the Ganos segment (McClusky 2000; Meade *et al.* 2002). The Marmara Sea comprises a broad shelf to the south and three deep step-over sub-basins in the north (Barka 1997; Le Pichon *et al.* 2001; Okay *et al.* 2000; Imren *et al.* 2001; Armijo *et al.* 2002). Transpressional uplift and transtensional subsidence are associated with the Ganos fault in the western Marmara region (Okay *et al.* 2004; Seeber *et al.* 2004).

The strike of the present-day tectonic framework is the result of a complex evolution that initiated with the convergence between the African and Eurasian plates, which began in the Late Cretaceous. This resulted in the progressive closure of the Neotethyan Ocean and amalgamation of the surrounding continental fragments. The consequent subduction–accretion complexes and emplacement of ophiolites produced the crust presently exposed in Turkey and Cyprus.

In western Anatolia an extensional phase occurred during latest Oligocene-Miocene time, as testified by exhumation of the Kazdağ massif in the southern Biga Peninsula (Okay and Satir, 2000; Cavazza *et al.* 2008) and in the Simav complex in the northern Menderes Massif (Isik *et al.*, 2004). The history of this extensional phase is consistent with that of the Aegean post-orogenic back-arc extension, widely recognised in the central Aegean region.

The terranes of the Marmara region

Geologically, the Marmara region resulted from the amalgamation of relatively small continental fragments: the Sakarya Zone to the south, the İstanbul Zone to the northeast and the Strandja-Rhodopian terrane cropping out all around the northern, western and southern margins of the Thrace Basin (Fig. 1; Görür & Okay 1996; Okay & Tüysüz 1999). The boundary between the Sakarya and İstanbul zones is considered by Okay & Tüysüz (1999) the result of the closure of the Intra-Pontide ocean during the Senonian but Beccaletto *et al.* (2005) do not support the presence of the Intra-Pontide suture in the western Marmara region. According to Şengör & Yılmaz (1981), the Intra-Pontide suture formed in the early Eocene after an orthogonal opening between the İstanbul and Sakarya terranes during the Liassic

The Sakarya Zone is a terrane characterised by the presence of a Triassic subduction-accretion complex (Karakaya Complex), which forms a strongly deformed and partly metamorphosed basement. The final phase of deformation occurred during the latest Triassic and was followed by sedimentation of Jurassic continental to shallow marine deposits, Cretaceous carbonates, and finally by Senonian andesites (Altınır *et al.* 1991; Tüysüz 1993).

The İstanbul Zone is made of Precambrian crystalline basement overlain by a continuous transgressive sedimentary succession ranging from Ordovician to Carboniferous which was

deformed during the Hercynian orogeny (Dean *et al.* 1997; Görür *et al.* 1997). The deformed Paleozoic succession is unconformably overlain by a Mesozoic succession. Senonian andesites and small acidic intrusions are widespread and are related to the northward subduction of the Intra-Pontide ocean (Okay & Tüysüz 1999).

The Strandja zone constitutes the easternmost part of the crystalline basement that includes the Rhodope Massif and, in the Marmara region, is made of metamorphic rocks intruded by Permian granites which are unconformably overlain by a Triassic succession (Aydın 1974; Okay & Tüysüz 1999). Basement and Triassic succession were regionally metamorphosed during the mid-Jurassic and then overlain by Cenomanian conglomerates and shallow marine limestones. As in the case of the İstanbul Zone, these are covered by Senonian andesites and intruded by associated granodiorites (Moore *et al.* 1980).

The crystalline rocks of Strandja-Rhodope represent the basement of the Thrace basin (Görür & Okay 1996). The base of the Thrace basin fill is Early-Middle Eocene (Sakinç *et al.* 1999; Siyako & Huvaz 2007) and the following deposits (until the Oligocene) form a shallowing-upward, dominantly clastic succession up to 9000-m-thick. The depocenters of the basin are characterised by locally tuffaceous siliciclastic turbidites, whereas continental to shallow-marine clastics and carbonates with subordinate volcanoclastics were laid along the margins and on elongate bathymetric highs. Dramatic lateral facies changes and the corresponding irregular subsidence patterns during the Middle Eocene (Siyako & Huvaz 2007) have been interpreted as the result of strike-slip tectonism (e.g. Turgut *et al.* 1991). During the Early Oligocene, shales and sandy shales were deposited but later sedimentation was mainly marginal marine to terrestrial (coal-bearing clastics and carbonates with some tuffaceous material; Turgut *et al.* 1991). During the latest Miocene–Pliocene, most of the area is characterised by fluvial deposition which lasted until Late Pleistocene.

Methods

Fission-track dating is a useful tool to unravel the cooling histories experienced by rocks in the upper crustal levels and to give a measure of their motion toward the surface (for a review of the method, see Donelick *et al.* 2005). Fission tracks in apatites all have the same initial length of about 16 μm (Green 1988) but anneal at rates proportional to temperatures, starting at about 60°C. Over geological time scales, partial annealing of fission tracks occurs at temperatures between about 60 and 125°C (the Partial Annealing Zone: PAZ; Gleadow & Fitzgerald 1987). Because tracks shorten in relation to the degree and duration of heating, the measurement of fission track lengths gives information about thermal evolution in the PAZ temperature range. A quantitative evaluation of the

thermal history can be carried out through modelling procedures, which find a range of cooling paths compatible with the AFT data (Ketcham 2005). In this work, inverse modelling of track length data was performed using the HeFTy program (Ehlers *et al.* 2005), which generates the possible T-t paths by a Monte Carlo algorithm. Predicted AFT data were calculated according to the Ketcham *et al.* (1999) annealing model and the Donelick *et al.* (1999) c-axis projection.

The (U-Th)/He method is based on the accumulation of ^4He produced by the decay of ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th and ^{147}Sm . Radiogenic ^4He diffuses out of the mineral at a rate determined by the temperature and the He diffusivity of the mineral. The temperature range of the apatite He partial retention zone (PRZ) is estimated to be $\sim 40\text{--}80^\circ\text{C}$ (Wolf *et al.* 1998). Measurements are typically made using a two-stage analytical procedure involving degassing of the crystal by heating and gas-source mass spectrometry to measure ^4He , followed by inductively-coupled plasma mass spectrometry on the same crystal to measure U and Th (and, in some cases, Sm). Grain ages typically have a relative standard error of approximately 3% to 5%, as determined by replicate measurements.

Procedures for sample preparation and analysis are outlined in Table 1 and described in more detail in Zattin *et al.* (2000) and Reiners (2005).

Analytical results

Western Marmara Sea

The westernmost samples come from Gökçeada (fig. 2a). TU55 was collected from andesites dated at 30.4 and 34.3 Ma (K/Ar; Ercan *et al.* 1995) and cutting Eocene-Oligocene turbidites. The obtained AFT age (27.2 Ma) and the very long track lengths (mean $15.11\text{ }\mu\text{m}$; Table 1) indicate fast cooling immediately after the volcanic event. A sample from a sandstone bed of the late Eocene-early Oligocene Mezardere Fm (TU54; fig. 3) yielded an AFT age of 48.5 Ma, i.e. older than the depositional age (fig. 4). Considering the AFT age of the andesites, we can infer that the Oligocene flysch underwent no major post-depositional burial and, therefore, the AFT age of sample TU54 is related to the cooling of the source rock and does not give any information about the post-depositional history. However, the time of exhumation of the rocks exposed on the island is constrained by AHe dating (11.9 Ma), which indicates that (i) thickness of flysch deposits was enough to reset the AHe system and (ii) final cooling took place in the Serravallian.

Moving to the Gelibolu peninsula, we dated a sample (TU52) collected from a tuffitic bed dated at about 28 Ma with Ar-Ar by Di Vincenzo (pers. comm.). Here AFT data agree with Ar-Ar data (27.2 Ma), thus indicating minor post-depositional burial. Exhumation to very shallow levels occurred only in the Late Miocene, as testified by an AHe age of 8.4 Ma from the same sample.

Late Oligocene AFT exhumation age (28.3 Ma) is recorded by sample TU51, collected from the Eocene Keşan Formation (fig. 3) exposed just south of the NAF, close to the coast of the Saros gulf. However, here the chi-square test shows a broad dispersion of single grain ages, part of which are older than the stratigraphic age (fig. 4). Hence, the post-depositional burial was not sufficient to reset completely the fission tracks but enough to reset the AHe system which gave a very young age of 2.5 Ma. North of sample TU51 and north of the NAF, in the core of the Korudağ anticline (sample TU64), we found an AFT age of 24.9 Ma, younger than the depositional age of the sediments (Eocene, Keşan Formation; fig. 4). In this case, burial temperatures were comprised into the PAZ, as constrained by inverse modelling (fig. 5). The cooling path is quite complex, with a rapid cooling event at 18-16 Ma followed by very low cooling rates. This rapid cooling event is confirmed by the AHe age on the same sample (17.9 Ma). Sample TU50, collected from the Keşan Formation exposed just south of the easternmost Ganos fault, gave an AFT age of 22.3 Ma, slightly younger than AFT ages from previously described samples. Its AHe age is again quite young (4.7 Ma).

We performed also some AHe dating on samples from the Ganos Mt. area, previously analysed with the fission-track method by Zattin *et al.* (2005). The oldest AHe (9.4 Ma) was detected on sample TU2 collected on the top of Ganos mountain (Table 2). This age fits well with the cooling path shown by Zattin *et al.* (2005; Fig. 5). Moving towards the NAF, a slightly younger AHe age (8.8 Ma) was yielded by a sample from the Gaziköy Fm (Middle Eocene; fig. 3). The youngest age (5.7 Ma) was detected on the sample closest to the NAF and at sea level.

On the southern side of the Marmara Sea, we took a sample (TU56) from the Eocene granitoids cropping out along the coast near the town of Karabiga. Its AFT age (24.8 Ma) is in the same range of those obtained along the northern coast.

Two samples were taken on Marmara Island from Eocene granitoids, at sea-level (TU48) and on top of the highest peak (709 m; TU52). As expected, TU52 yielded the oldest AFT age (27.5 Ma); although the age difference with the sample taken at the sea level (19.3 Ma) is quite high despite the limited elevation difference. Track lengths demonstrate that both samples cooled rapidly through the PAZ. The AHe age of sample TU48 (21.2 Ma) is older than the corresponding AFT age, thus pointing to the presence of apatite crystals with anomalous annealing kinetics.

Another sample was collected south of Marmara Island, along the western coast of the Kapıdağ peninsula (TU47). Its AFT age (33.4 Ma) is significantly older than those obtained from Marmara Island and from the Eocene flysch of the Ganos area. Again, track lengths indicate a fast cooling through the PAZ as testified by the AHe age of 27.7 Ma.

Eastern Marmara

Samples were collected from different units across a large area (fig. 2b). Three samples (TU38, TU39, TU46) located at the same latitude show very similar AFT ages (51-53 Ma). TU39 is from a tuffitic bed interbedded with the Eocene flysch. This sample has very long fission tracks (mean length: 15.46 μm). Given that its AFT age is very close to the depositional age (fig. 4) we can exclude that we dated the time of exhumation. It is likely that the apatites were derived from syndepositional volcanism, and that the flysch was never buried at the bottom of the PAZ. However, burial temperatures were enough to reset the AHe system, as this sample yielded a AHe age of 23.0 Ma. Samples TU38 and TU46 are both from granites of Eocene age. Their AFT age and track length distribution are very similar and document a moderate cooling after their intrusion. Inverse modelling (fig. 5) suggests Early Eocene intrusion and very low cooling rates (about 1.3°C/m.y.) in the last 40 m.y. Considering a “normal” geothermal gradient of 30°C/km, this translates into an exhumation rate of 0.04 km/m.y.

Sample TU41 was collected NW of Izmit from the Eocene flysch. This sample yielded an AFT age (65.8 Ma) older than its depositional age. We can then conclude that (i) we dated cooling and exhumation in the sediment source area, and (ii) the flysch has never been buried at the bottom of the PAZ after deposition. (Although some reset is possible, given that some grains are younger than the depositional age; fig. 4.) Four more samples were dated in the İstanbul zone. Two of them (TU92, TU94) were collected from Carboniferous sandstones and cooled in a short time range (24-26 Ma); the same age was detected in a sample from Cretaceous andesites (TU96). Measured track lengths are not sufficient to constrain reliably the thermal history. The oldest AFT age from the İstanbul zone (39.9 Ma) was obtained from a sample (TU100) collected from a granite emplaced during the Late Cretaceous.

The youngest AFT age (14.9 Ma) from E Marmara was obtained from a sample collected from a granitic intrusion of Eocene age in the Armutlu peninsula (TU36), although only 12 grains could be dated (no track lengths). Here some problems arise from the comparison with the AHe age (38.9 Ma), much older than the AFT age. It is likely that AHe age is affected by the presence of small inclusions of zircon.

Discussion

The data presented here, integrated by those by Zattin *et al.* (2005) and Okay *et al.* (2008), provide the first regional picture of the thermal evolution in the last 60 m.y. of both crystalline units and sedimentary successions cropping out around the Marmara Sea. Overall, samples collected west of Marmara Island consistently show a much younger exhumation and a thicker post-Mesozoic

succession, mostly eroded after the Oligocene. Moreover, we document the presence of enhanced exhumation related to tectonic structures which –although following the trace of the present-day NAF- were active well before its inception.

The oldest ages have been recorded in the eastern Marmara region. Here, AFT analyses date to the Early Eocene the exhumation of the crystalline units exposed along the Armutlu peninsula and agree with the K-Ar dating of illite from the fault rocks along the NAF by Uysal *et al.* (2006). These data could be related to the collision of the Sakarya and İstanbul continental fragments along the Intra-Pontide suture zone (Şengör & Yılmaz 1981; Okay & Tüysüz 1999). AFT ages, including the data from the sample located just north of Izmit, may indicate the timing of the final uplift related to the end of collision. This exhumation event was followed by very little if not null subsidence and no other important uplift episodes, as testified by mean track lengths, which suggest quite a fast cooling at time of exhumation, and by the AHe ages, which document that the sampled rocks were already near the surface at the end of the Oligocene.

Low-temperature thermochronometers do not provide any evidence of Eocene tectonics in western Marmara as Oligo-Miocene exhumation removed any older thermal signals. Here, all AFT ages are Late Oligocene or younger. At that time, the region around the Ganos fault was exhuming, confirming the conclusions by Zattin *et al.* (2005). AFT age differences across the Ganos fault support the presence of a nearly E-W oriented structure that was active during the Oligocene (although horizontal displacement due to Plio-Pleistocene transcurrence must be considered when comparing ages across the fault). Rocks north and south of the fault followed markedly different T-t paths (table 1, fig. 2). Exhumation of the southern block across the fission-track closure isotherm took place in the latest Oligocene – earliest Miocene, while the northern block was exhumed later (16.4-11.7 Ma; mid-Miocene). Such different FT ages and thermochronologic evolutions for samples of similar age and lithology suggest that a palaeo-Ganos Fault was active by late Oligocene time. This conclusion is supported also by the local stratigraphy, as the two clusters of FT ages north and south of the fault correspond to hiatuses in the sedimentary succession (fig. 3). For example, during the late Oligocene deposition came to an end in the southernmost Thrace basin, and was followed by uplift and erosion. In contrast, the Eocene succession north of the fault was still at several kilometres depth by the late Oligocene and was exhumed above the fission-track closure isotherm (110° C) only during the Middle Miocene, while continental to marginal-marine sandstones were being deposited south of the fault (fig. 3).

During Oligocene time the whole Kapıdağ-Marmara island region was exhuming and some exhumation occurred also inside the Thrace basin, i.e. in correspondence of the Korudağ high. This latter structure can be linked to the uplifting shoulders related to the formation of the graben in the

Gulf of Saros and by the contemporaneous development of the Kuleli-Babaeski high in the northern Thrace basin (Çağatay *et al.* 1998; Coskun 2000). Furthermore, our data along the Gelibolu peninsula match well the subsidence rate curves of Coskun (2000) who shows a maximum subsidence in the Oligocene and the inversion of the basin since 26 Ma. Siyako & Huvaz (2007) postdate the inversion of the basin at 20 Ma but their reconstruction was made in the depocenter of the Thrace basin about 40 kilometers northeast of the Ganos region. After the late Oligocene, the predominance of marginal marine to terrestrial sedimentation (Osmancık Formation; Turgut *et al.* 1991) and the development of compressional folds confirm the onset of inversion tectonics.

AFT ages document that most exhumation occurred in a period during which the Aegean area was dominated by extension. During this stage, the Aegean Sea began to form and exhumation led to crustal thinning and formation of sedimentary basins in the hanging walls of detachments. Detachments are widespread in the Cyclades as well as in the northern Rhodope and western Turkey (e.g. Gautier & Brun 1994; Dinter 1998). This extensional phase caused regional exhumation which is well recorded by our thermochronological data, although, in the Marmara region, there is no evidence for tectonic exhumation along a discrete tectonic structure, as detected, for example, more to the south on the Kazdağ core complex (Okay and Satır 2000; Cavazza *et al.* 2008). However, the age differences across the Ganos fault document that some tectonic lineament(s) nearly E-W oriented were active.

The data discussed here indicate that tectonic structures with the same strike of the NAF were active in the Marmara region well before its inception (from 13 to 4 Ma according to different interpretations; see Şengör *et al.* 2005 for a review). Significant Oligocene E-W-trending strike-slip shear zones in the middle crust have been documented in the granitoids of the Kapidagi peninsula (Aksoy 1998) and in the late Oligocene gneisses and granitoids of Uludag south of Bursa (Okay *et al.* 2008). However, the precursor of the WSW-ENE-trending Ganos Fault was most likely a dip-slip fault, as discussed by Zattin *et al.* (2005), given the detected AFT age difference. The final collision of the Arabian and Eurasian plates in the mid-Miocene (Dewey *et al.* 1986) and the ensuing change of stress regime resulted in a switch of these structures (both compressional and extensional) to NAF-related faults. This relatively simplistic scenario is much complicated by extension in the Aegean domain.

While Eocene collision and Oligocene extension generated some exhumation that is well recorded by thermochronology, the new strike-slip regime produced no major vertical displacements. In fact, relationships between AFT ages and sample elevations along the Ganos fault rule out major vertical displacement across the fault during propagation of the NAF in the early Pliocene (Zattin *et al.* 2005; this paper). The increase of AHe ages with elevation confirm this

evidence as we could calculate a vertical displacement in the order of 2 kilometers at a mean cooling rate of about 10°C/m.y. in the last 5 m.y. (i.e. an exhumation rate of about 0.3 km/m.y., considering a normal geothermal gradient of 30°C/km). The absence of significant differences in AHe ages across the Ganos fault - at least in its easternmost sector - implies that Pliocene motion along the NAF was dominated by transcurrence. However, some differential vertical displacement due to the geometry of the fault occurred locally, probably in the last 3 m.y. For example, along the westernmost sector of the Ganos fault, we found the youngest AHe age (2.5 Ma), documenting a cooling rate of about 25°C/m.y. (which corresponds to an exhumation rate of about 0.8 km/m.y. considering a geothermal gradient of 30°C/km). Oblique slip on a non-vertical master fault, which may accommodate transtension and transpression, was described in detail by Seeber *et al.* (2004) for the Ganos bend.

The last stages of exhumation testified by AHe data are confirmed by stratigraphic evidence. In fact, Çağatay *et al.* (2006) refer the presence of an erosional unconformity surface dated at the base of the late Pliocene in the area of the Gulf of Saros. The same age is given by Yaltrak *et al.* (1998) for folding and denudation of the westernmost Gelibolu peninsula. Along the Ganos fault, no Pliocene deposits are preserved, therefore confirming the enhanced erosion detected by AHe data. These data disagree with the notion that the folds in the Gelibolu peninsula occurred in a short period of time ($<10^6$ years) and were well eroded during the Messinian salinity crisis (Armijo *et al.* 1999). In fact, AHe ages along the Ganos fault are younger than the base of the Alçitepe Formation (top of the Miocene), where Armijo *et al.* (1999) placed the main erosional unconformity.

AHe ages from the Armutlu peninsula indicate that also here the activity of the NAF (or a paleo-NAF) produced only minor vertical displacements (at least lower than about 1.5 kms). On the other hand, the low amount of exhumation produced some erosion as evidenced by the sedimentary fills of the basins aligned along the different strands. North of the Armutlu peninsula, the Yalova Basin is filled by an 800-m-thick fining-upward clastic sequence of possible Sarmatian to Lower Pliocene age (Sengor *et al.* 2005). Along the southern coast of eastern Marmara, the Manyas and Ulubat basins contains fluvial-to-lacustrine sediments whose deposition started in the late Miocene (Pontian) and continued up to Early Pliocene (Yaltrak & Alpar 2002), reaching a total thickness of about 700 m (Yalçın 1997; Emre *et al.* 1998). The Mudanya basin is presently bordered on the south by the Uludağ Massif, whose exhumation has been recently described by Okay *et al.* (2008). Here we report an AHe of 10 Ma from a sample collected at the very border of the Uludağ Massif, which indicates that, in this area, a fault with a significant dip-slip component was present before the inception of the NAF.

Conclusions

The AFT and AHe data presented here constrain the tectonic evolution of the Marmara region at least since the Oligocene. The western Marmara region south of the NAF is dominated by Late Oligocene AFT ages. We suggest that extension that affected the Aegean region, caused by the southward migration of the Hellenic subduction zone, gave rise to exhumation at a regional scale. Moreover, our data confirm the different AFT ages and thermochronological evolution for samples collected along the Ganos Fault detected by Zattin *et al.* (2005), thus strengthening their hypothesis that the present-day fault follows the trace of a pre-existing structural discontinuity active by late Oligocene time (see also Kaymakci *et al.* 2007).

Integration of our thermochronologic data with preexisting structural data (Aksoy 1998; Okay *et al.* 2008) indicates that E-W-trending tectonic structures were active not only in the Ganos region but throughout the Marmara region. These structures had significant vertical displacements and induced the development of topographic lows and highs. The results are quite clear for the southern border of the Thrace basin, where the presence of basement highs (i.e. the Korudağ high) is well shown by our data.

Both transcurrent and dip-slip tectonics occurred across a wide E-W-trending deformation zone before the Pliocene, whereas the activity of the NAF since the Pliocene has been dominated by dextral transurrence with negligible vertical movements. This is shown by (i) the absence of significant AHe age differences across the main branches of the fault system, and (ii) the virtual absence of ages younger than Pliocene. The only exception is the western sector of the Ganos fault, where an AHe age (2.5 Ma) implies active erosion in the Pleistocene. East of Marmara Island, no significant vertical displacements are recorded throughout the Neogene, with the only exception of the northern border of the Uludağ massif (Okay *et al.* 2008).

Late Oligocene extension affected mostly the western Marmara region as no Oligocene AFT and AHe ages are recorded in most of eastern Marmara. Here thermochronological data detected around the Armutlu peninsula document a rapid exhumation in the Early Eocene and, thus, suggest that, at that time, all the different units were already at very shallow levels in the crust. This exhumation event is probably related to the collision of the Sakarya and İstanbul continental fragments along the Intra-Pontide suture zone. Therefore, from Eocene to about the Early Pliocene, most of the eastern Marmara region represented a land area, with very scarce if not null sedimentation. The flysch units exposed all across the area were probably deposited before the onset of exhumation.

References

- Aksoy, R. 1998. Strain Analysis of the Kapıdağı Peninsula Shear Zone in the Ocaklar Granitoid, NW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **7**, 79-85.
- Allen, M.B. & Vincent, S.J. 1997. Fault reactivation in the Junggar region, northwest China: The role of basement structures during Mesozoic-Cenozoic compression. *Journal of Geological Society of London*, **154**, 151-156.
- Altın, D., Koçyiğit, A., Farinacci, A., Nicosia, U. & Conti, M.A. 1991. Jurassic, Lower Cretaceous stratigraphy and paleogeographic evolution of the southern part of the northwestern Anatolia. *Geologica Romana*, **18**, 13–80.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A. & Barka, A. 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: timing and kinematics. *Geology*, **27**, 267-270.
- Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G. 2002. Slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault. *Terra Nova*, **14**, 80–86.
- Aydın, Y. 1974. *Etude pétrographique et géochimique de la partie centrale du Massif d'Istranca (Turquie)*. PhD Thesis, Université de Nancy, 131 pp.
- Barka, A.A. 1992. The North Anatolian Fault zone. *Annales Tectonicae*, **6**, 164–195.
- Barka, A.A. 1997. Neotectonics of the Marmara region in active tectonics of Northwest Anatolia. In: Schindler, C. & Pfister, M. (eds) *The Marmara Poly-project*. Hochschulverlag ETH, Zurich, 55–87.
- Beccaletto, L., Bartolini, A.C., Martini, R., Hochuli, P.A. & Kozur, H. 2005. Biostratigraphic data from the Çetmi melange, northwest Turkey: palaeogeographic and tectonic implications. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, **221**, 215–244.
- Bozkurt, E. 2001. Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta*, **14**, 3-30.
- Çağatay, M.N., Görür, N., Alpar, B., Saatçılar, R., Akkök, R., Sakıncı, M., Yüce, H., Yaltırak, C. & Kuşçu, I. 1998. Geological evolution of the Gulf of Saros, NE Aegean Sea. *Geo-Marine Letters*, **18**, 1-9.
- Cavazza, W., Okay, A.I. & Zattin, M. 2008. Rapid early-middle Miocene exhumation of the Kazdağ Massif. *International Journal of Earth Sciences*, 10.1007/s00531-008-0353-9.
- Coskun B., 2000. North Anatolian Fault-Saros Gulf relationships and their relevance to hydrocarbon exploration, northern Aegean Sea, Turkey. *Marine Petroleum Geology*, **17**, 751-772.
- Dean, W.T., Martin, F., Monod, O., Demir, O., Rickards, R.B., Bultynck, P. & Bozdoğan, N., 1997. Lower Paleozoic stratigraphy, Karadere–Zirze area, Central Pontides. In: Göncüoğlu M.C. & Derman A.S. (eds.) *Early Palaeozoic Evolution in NW Gondwana*, Turkish Association of Petroleum Geologists, Special Publications, **3**, 32–38.

- 443 Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F. & Şengör, A.M.C., 1986. Shortening of
 444 continental lithosphere: The neotectonics of Eastern Anatolia—a young collision zone. *In*: Coward
 445 M.P. & Ries A.C. (eds.) *Collision Tectonics*, Geological Society, London, Special Publications, **19**,
 446 3–36.
- 447 Dinter, D.A. 1998. Late Cenozoic extension of Alpine collisional orogen, northeastern Greece:
 448 origin of the north Aegean basin. *Geological Society of America Bulletin*, **110**, 1208-1230.
- 449 Donelick, R.A., Ketcham, R.A. & Carlson, W.D. 1999. Variability of apatite fission-track annealing
 450 kinetics II: crystallographic orientation effects. *American Mineralogist*, **84**, 1224-1234.
- 451 Donelick, R.A., O'Sullivan, P.B. & Ketcham, R.A. 2005. Apatite fission-track analysis. *Review*
 452 *Mineralogy and Geochemistry*, **58**, 49-94.
- 453 Ehlers, T.A., Chaudhri, T., Kumar, S., Fuller, C.W., Willett, S.D., Ketcham, R.A., Brandon, M.T.,
 454 Belton, D.X., Kohn, B.P., Gleadow, A.J.W., Dunai, T.J. & Fu, F.Q. 2005. Computational tools for
 455 low-temperature thermochronometer interpretation. *Review Mineralogy and Geochemistry*, **58**, 589-
 456 622.
- 457 Emre, O., Erkal, T., Tchapylyga, A., Kazancı, N., Kecer, M. & Ünay, E. 1998. Neogene–
 458 Quaternary evolution of the eastern Marmara region, northwest Turkey. *Bulletin of the Mineral*
 459 *Research and Exploration Institute of Turkey*, **120**, 119– 145.
- 460 Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarifakioğlu, E., Adis, C., Walter, H.J. & Yildirim, T.
 461 1995. Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavflan adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer
 462 volkanizmasının özellikleri. Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Bulletin,
 463 **117**, 55–86.
- 464 Gautier, P. & Brun, J.P. 1994. Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central
 465 Aegean (Cyclades and Evvia islands). *Geodinamica Acta*, **7**, 57-85.
- 466 Gleadow, A.J.W. & Fitzgerald, P.G. 1987. Uplift history and structure of the Transantarctic
 467 Mountains: new evidence from fission track dating of basement apatites in the Dry Valleys area,
 468 southern Victoria Land. *Earth Planetary Science Letters*, **82**, 1–14.
- 469 Görür, N. & Okay, A. 1996. Origin of the Thrace Basin, NW Turkey. *Geologische Rundschau*, **85**,
 470 662–668.
- 471 Görür, N., Çağatay, M.N., Sakıncı, M., Sümengen, M., Şentürk, K., Yaltırak, C. & Tchapylyga, A.
 472 1997. Origin of the Sea of Marmara as deduced from Neogene to Quaternary paleogeographic
 473 evolution of its frame. *International Geology Review*, **39**, 342–52.
- 474 Green, P.F. 1988. The relationship between track shortening and fission track age reduction in
 475 apatite: combined influences of inherent instability, annealing anisotropy, length bias and system
 476 calibration. *Earth Planetary Science Letters*, **89**, 335–352.

- 477 Hessami, K., Koyi, H.A. & Talbot C.J. 2001. The significance of strike-slip faulting in the basement
478 of the Zagros fold and thrust belt. *Journal of Petroleum Geology*, **24**, 5-28.
- 479 Holdsworth, R.E., Butler, C.A. & Roberts, A. M. 1997. The recognition of reactivation during
480 continental deformation. *Journal of Geological Society of London*, **154**, 73-78.
- 481 Hubert-Ferrari, A., Armijo, R., King, G.C.P., Meyer, B. & Barka, A. 2002. Morphology,
482 displacement, and slip rates along the North Anatolian Fault, Turkey. *Journal Geophysical*
483 *Research*, **107**, 2235.
- 484 İmren, C., Le Pichon, X., Rangin, C., Demirbğ, E., Ecevitoglu, B. & Görür, N. 2001. The North
485 Anatolian Fault within the Sea of Marmara: a new interpretation based on multi-channel seismic
486 and multi-beam bathymetry data. *Earth Planetary Science Letters*, **186**, 143–58.
- 487 Işık, V., Tekeli, O. & Seyitoğlu, G. 2004. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of extensional ductile deformation and
488 granitoid intrusion in the northern Menderes core complex: implications for the initiation of
489 extensional tectonics in western Turkey. *Journal Asian Earth Sciences*, **23**, 555-566.
- 490 Jackson, J. & McKenzie, D.P. 1988. The relationship between plate motions and seismic moment
491 tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical*
492 *Journal*, **93**, 45–73.
- 493 Jolivet, L., 2001. A comparison of geodetic and finite strain pattern in the Aegean, geodynamic
494 implications. *Earth Planetary Science Letters*, **187**, 95–104.
- 495 Jolivet, L., & Faccenna, C. 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision.
496 *Tectonics*, **19**, 1095–1106.
- 497 Kaymakci, N., Aldanmaz, E., Langereis, C., Spell, T.L., Gurer, O.F. & Zanetti, K.A. 2007. Late
498 Miocene transcurrent tectonics in NW Turkey: evidence from palaeomagnetism and ^{40}Ar – ^{39}Ar
499 dating of alkaline volcanic rocks. *Geological Magazine*, **144**, 379–392.
- 500 Ketcham, R.A. 2005. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data.
501 *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **58**, 275-314.
- 502 Ketcham, R.A., Donelick, R.A. & Carlson, W.D. 1999. Variability of apatite fission-track annealing
503 kinetics III: extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist*, **84**, 1235-1255.
- 504 Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N.,
505 Çağatay, M.N., Mercier de Lepinay, B., Meyer, B., Saatçılar, R. & Tok, B. 2001. The active Main
506 Marmara Fault. *Earth and Planetary Science Letters*, **192**, 595– 616.
- 507 McClusky, S. 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the
508 eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 5695–5719.
- 509 Meade, B.J., Hager, B.H., McClusky, S.C., Reilinger, R.E., Ergintav, S., Onur, L., Barka, A.,
510 Özener, H., 2002. Estimates of seismic potential in the Marmara Sea region from block models of

- 511 secular deformation constrained by Global Positioning System measurements. *Bullettin*
 512 *Seismological Society of America*, **92**, 208–215.
- 513 Moore, W.J., McKee, E.H. & Akinci, Ö. 1980. Chemistry and chronology of plutonic rocks in the
 514 Pontid Mountains, northern Turkey. *European Copper Deposits*, **1**, 209-216.
- 515 Murphy, M.A., Yin, A., Kapp, P., Harrison, T.M., Lin, D. & Guo, J.H. 2000. Southward
 516 propagation of the Karakoram fault system, southwest Tibet: timing and magnitude of slip. *Geology*
 517 **28**, 451–454.
- 518 Okay, A.I. & Satır, M. 2000. Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene
 519 metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine*, **137**, 495-516.
- 520 Okay, A.I. & Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey.. *In*: Durand, B., Jolivet, L.,
 521 Horváth, F. & Séranne, M. (eds) *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine*
 522 *Orogen*. Geological Society, London, Special Publications, **156**, 475–515.
- 523 Okay, A.I., Tüysüz, O. & Kaya, S. 2004. From transpression to transtension: changes in
 524 morphology and structure around a bend on the North Anatolian Fault in the Marmara region.
 525 *Tectonophysics*, **391**, 259–282.
- 526 Okay, A.I., Kaşlılar-Özcan, A., İmren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E. & Kuşçu, I. 2000.
 527 Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel
 528 seismic reflection study. *Tectonophysics*, **321**, 189–218.
- 529 Okay, A.I., Satır, M., Zattin, M., Cavazza, W. & Topuz, G. 2008. An Oligocene ductile strike-slip
 530 shear zone: the Uludag Massif, northwest Turkey – implications for the westward translation of
 531 Anatolia. *Geological Society of America Bulletin*, **120**, 893-911.
- 532 Reilinger, R.E., et al. 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-
 533 Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal*
 534 *of Geophysical Research*, **111**, B05411.
- 535 Reiners, P.W. 2005. Zircon (U-Th)/He thermochronometry. *Review Mineralogy and Geochemistry*,
 536 **58**, 151-176.
- 537 Sakinç, M., Yaltırak, C. & Oktay, F.Y. 1999. Palaeogeographical evolution of the Thrace Neogene
 538 Basin and the Tethys–Paratethys relations at northwestern Turkey (Thrace). *Palaeogeography*,
 539 *Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **153**, 17–40.
- 540 Schmid, S.M., Aebli, H.R., Heller, F. & Zingg, A. 1989. The role of the Periadriatic Line in the
 541 tectonic evolution of the Alps. *In*: Coward M.P. et al. (Eds.): *Alpine Tectonics*. Geological Society,
 542 London, Special Publications, **45**, 153–171.

- 543 Seeber, L., Emre, O., Cormier M.-H., Sorlien, C.C., McHugh, C.M.G., Polonia, A., Ozer, N. &
 544 Çağatay, M.N. 2004. Uplift and subsidence from oblique slip: the Ganos–Marmara bend of the
 545 North Anatolian Transform, Western Turkey. *Tectonophysics*, **391**, 239-258.
- 546 Seytoğlu, G., Scott, B.C. & Rundle, C.C. 1992. Timing of Cenozoic extensional tectonics in west
 547 Turkey. *Journal Geological Society of London*, **149**, 533–538.
- 548 Siyako, M. & Huvaz, O., 2007. Eocene stratigraphic evolution of the Thrace Basin, Turkey.
 549 *Sedimentary Geology*, **198**, 75-91.
- 550 Şengör, A.M.C. & Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach.
 551 *Tectonophysics*, **75**, 181-241.
- 552 Şengör, A.M.C., Görür, N. & Şaroğlu, F. 1985. Strikeslip faulting and related basin formation in
 553 zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle, K.T. & Christie-Blick, N. (eds) *Strike-*
 554 *slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*. Society Economic Paleontology
 555 Mineralogy, Special Publications, **37**, 227–264.
- 556 Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakıncı, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, X. &
 557 Rangin, C. 2005. The North Anatolian Fault: a new look. *Annual Review Earth Planetary Science*,
 558 **33**, 37–112.
- 559 Tikoff, B., Kelso, P., Manduca, C., Markley, M.J. & Gillaspy, J. 2001. Lithospheric and crustal
 560 reactivation of an ancient plate boundary: the assembly and disassembly of the Salmon River suture
 561 zone, Idaho, USA. *Geological Society, London, Special Publications*, **186**, 213-231.
- 562 Turgut, S., Türkaslan, M. & Perinçek, D. 1991. Evolution of the Thrace sedimentary basin and
 563 hydrocarbon prospectivity. In: Spencer, A.M. (ed) *Generation, Accumulation and Production of*
 564 *Europe's Hydrocarbon*, European Association of Petroleum Geosciences, Special Publications, **1**,
 565 415–437.
- 566 Tüysüz, O. 1993. Karadeniz'den Orta Anadolu'ya bir jeotravers: Kuzey neo-Tetis'in tektonik
 567 evrimi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, **5**, 1–33.
- 568 Ulusoy, U. 2004. ESR dating of North Anatolian (Turkey) and Nojima (Japan) faults. *Quaternary*
 569 *Science Reviews*, **23**, 161–174.
- 570 Uysal, I.T., Mutlu, H., Altunel, E., Karabacak, V. & Golding, S.D. 2006. Clay mineralogical and
 571 isotopic (K–Ar, $\delta^{18}\text{O}$, δD) constraints on the evolution of the North Anatolian Fault Zone, Turkey.
 572 *Earth and Planetary Science Letters*, **243**, 181-194.
- 573 Wolf, R.A., Farley, K.A. & Kass, D.M. 1998. A sensitivity analysis of the apatite (U-Th)/He
 574 thermochronometer. *Chemical Geology*, **148**, 105-114.

- 575 Yalçın, T. 1997. Hydrogeological investigation of the Gönen and Ekşidere thermal waters
576 (northwest Turkey). In: Schindler, C. & Pfister, M. (Eds.) *Active Tectonics of Northwestern*
577 *Anatolia — The Marmara Poly-Project*. Verlag der Fachvereine, Zürich, 275-300.
- 578 Yaltırak, C. & Alpar, B. 2002. Kinematics and evolution of the northern branch of the North
579 Anatolian fault (Ganos fault) between the Sea of Marmara and the Gulf of Saros. *Marine Geology*,
580 **190**, 307– 327.
- 581 Yaltırak, C., Alpar, B. & Yüce, H. 1998. Tectonic elements controlling evolution of the Gulf of
582 Saros (northeastern Aegean Sea, Turkey). *Tectonophysics*, **300**, 227-248.
- 583 Zattin, M., Landuzzi, A., Picotti, V., & Zuffa, G.G. 2000 - Discriminating between tectonic and
584 sedimentary burial in a foredeep succession, Northern Apennines. *Journal of Geological Society of*
585 *London*, **157**, 629-633.
- 586 Zattin, M., Okay, A.I. & Cavazza, W. 2005. Fission-track evidence for late Oligocene and mid-
587 Miocene activity along the North Anatolian Fault in southwestern Thrace. *Terra Nova*, **17**, 95–101.
588

Figure captions

Figure 1. Simplified tectonic map of the Marmara region showing the major terranes and sutures, as well as the North Anatolian Fault system. Modified from Okay *et al.* (2008).

Figure 2. Geologic map of western (A) and eastern (B) Marmara with apatite fission-track (black) and (U-Th)/He (red) ages. Fission-track data in italic are from Zattin *et al.* (2005).

Figure 3. Chrono-stratigraphic chart of main lithostratigraphic units across the North Anatolian Fault in the regions around the Gulf of Saros (left) and Ganos Mountain (right).

Figure 4. Radial plots of samples collected from sedimentary rocks whose depositional age partially overlap the AFT age (see fig. 2 for sample location). If all the single grain ages are younger than the sample's stratigraphic age, then all the grains have been annealed and maximum temperatures must have been at or greater than the total resetting temperature. As the maximum temperature lowers, the number of grain ages older the stratigraphic age generally increases.

Dots: single grain ages; horizontal axis: precision of individual grains ($1/\sigma$); vertical axis: bar indicates the standard error of each measurement; dashed line: (U-Th)/He age; shaded area: stratigraphic age.

Figure 5. Time-temperature paths obtained from inverse modelling using the HeFTy program (Ehlers *et al.* 2005), which generates the possible T-t paths by a Monte Carlo algorithm. Predicted AFT data were calculated according to the Ketcham *et al.* (1999) annealing model and the Donelick *et al.* (1999) c-axis projection.

Shaded areas mark envelopes of statistically acceptable fit and the thick lines correspond to the most probable thermal histories. Thermal paths out of the partial annealing zone are largely inferential as fission-track data cannot give reliable information out of this temperature range. In each diagram, parameters (model and measured age, model and measured mean length) related to inverse modelling are reported. GOF gives an indication about the fit between observed and predicted data (values close to 1 are best).

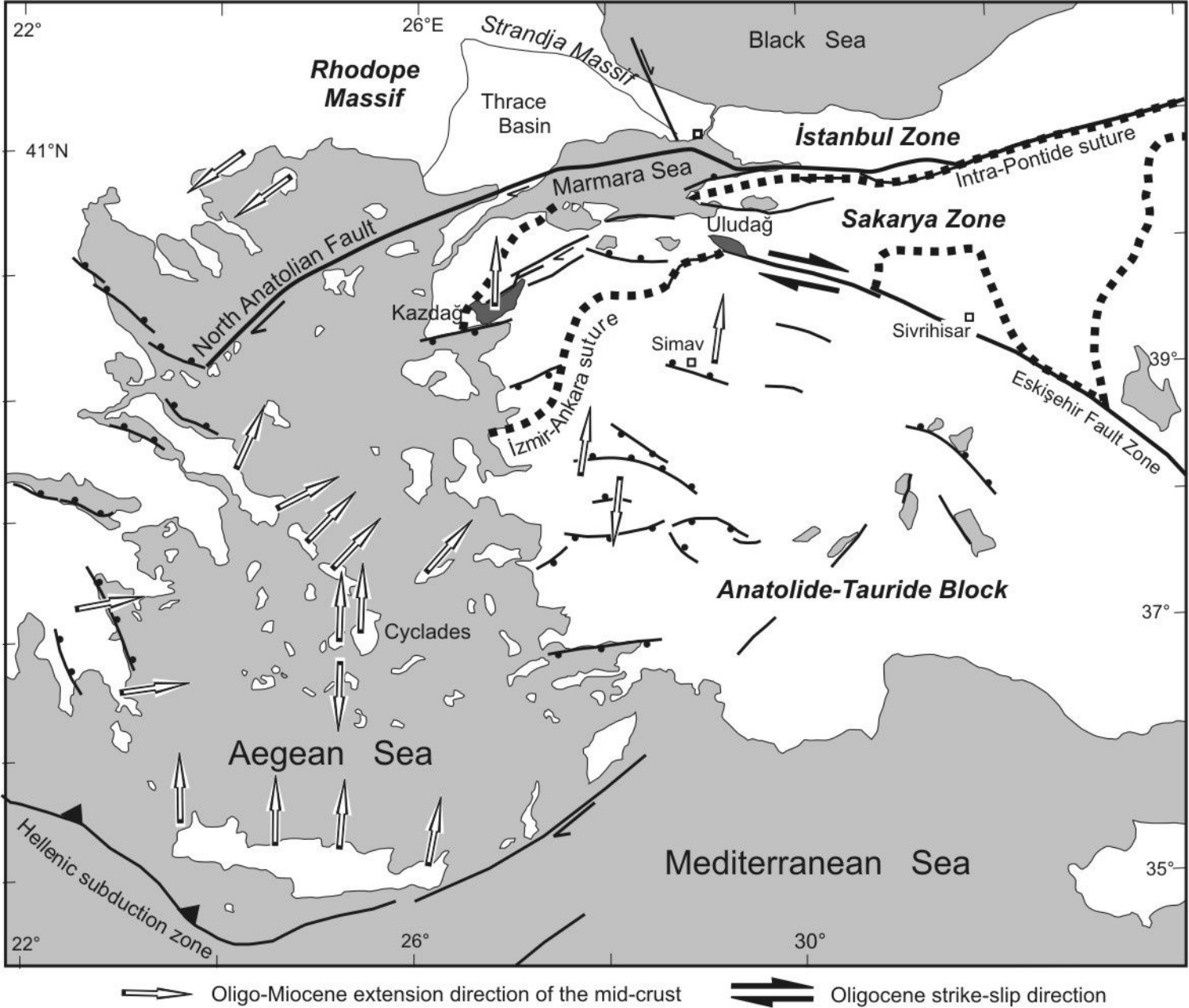
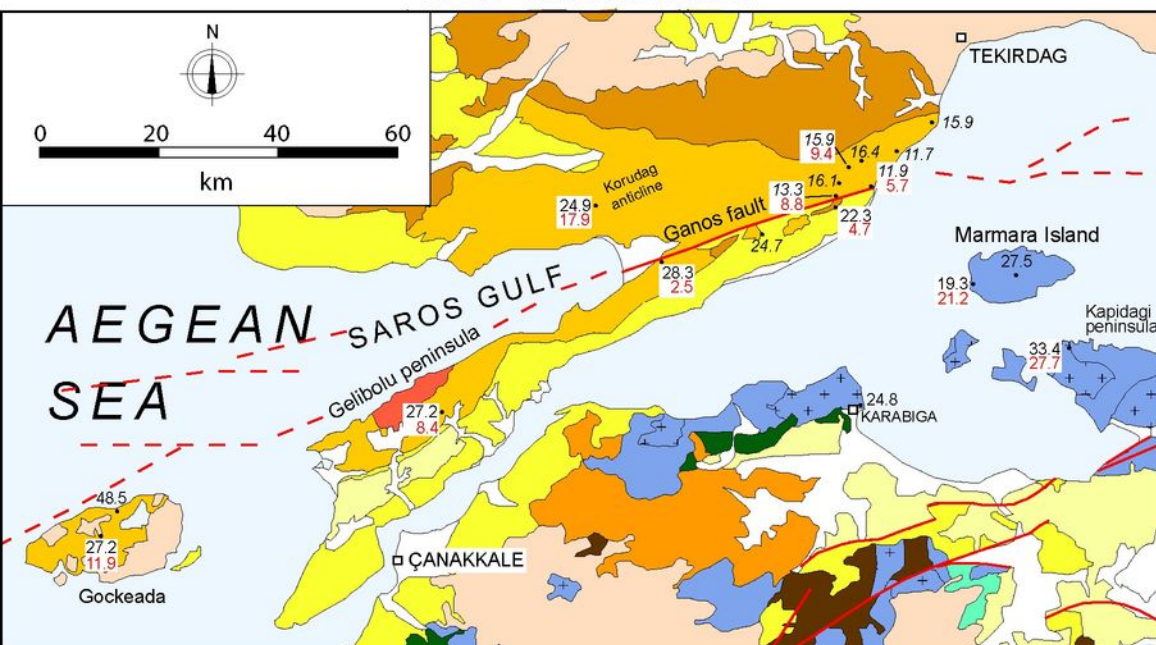
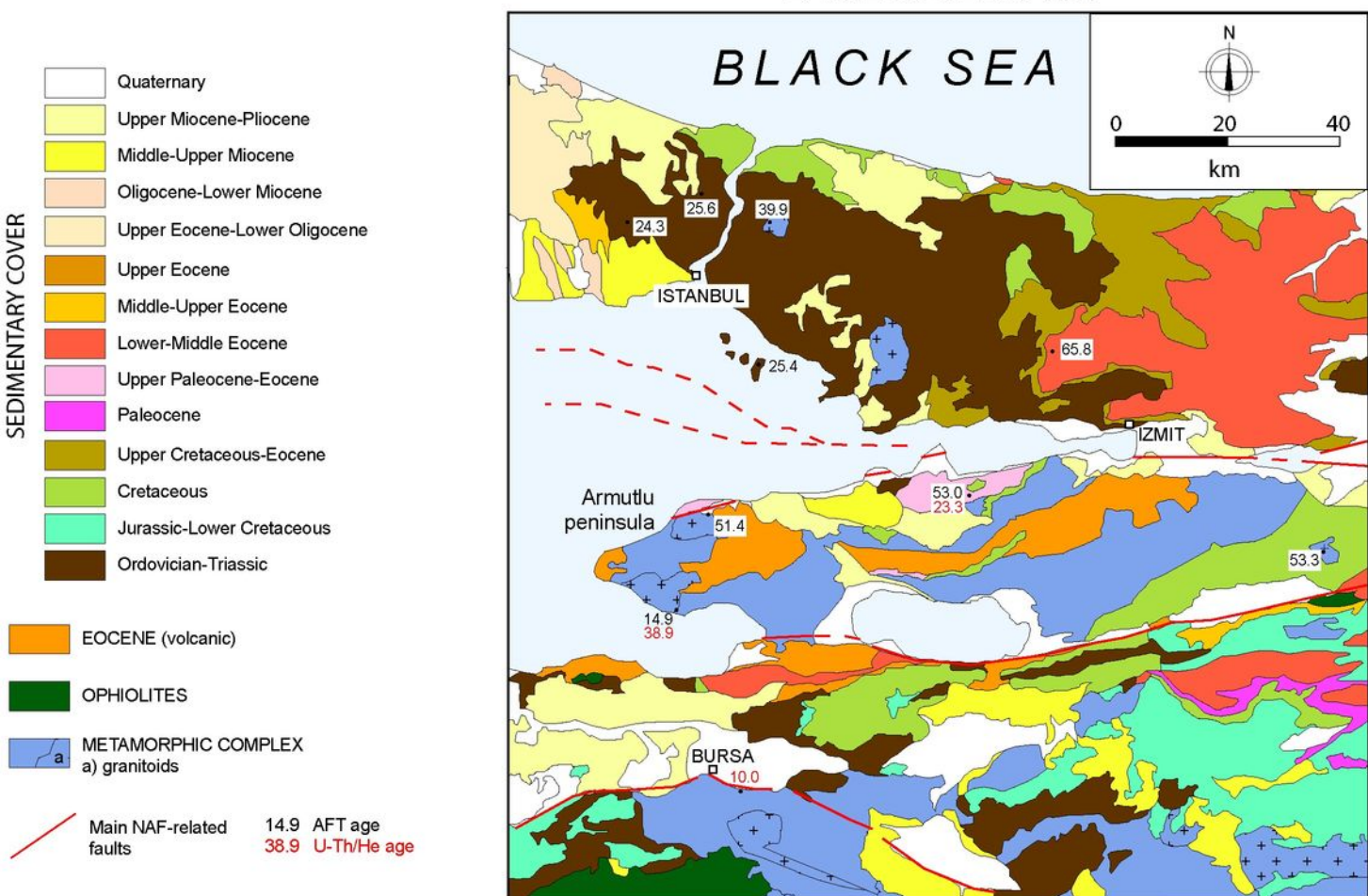


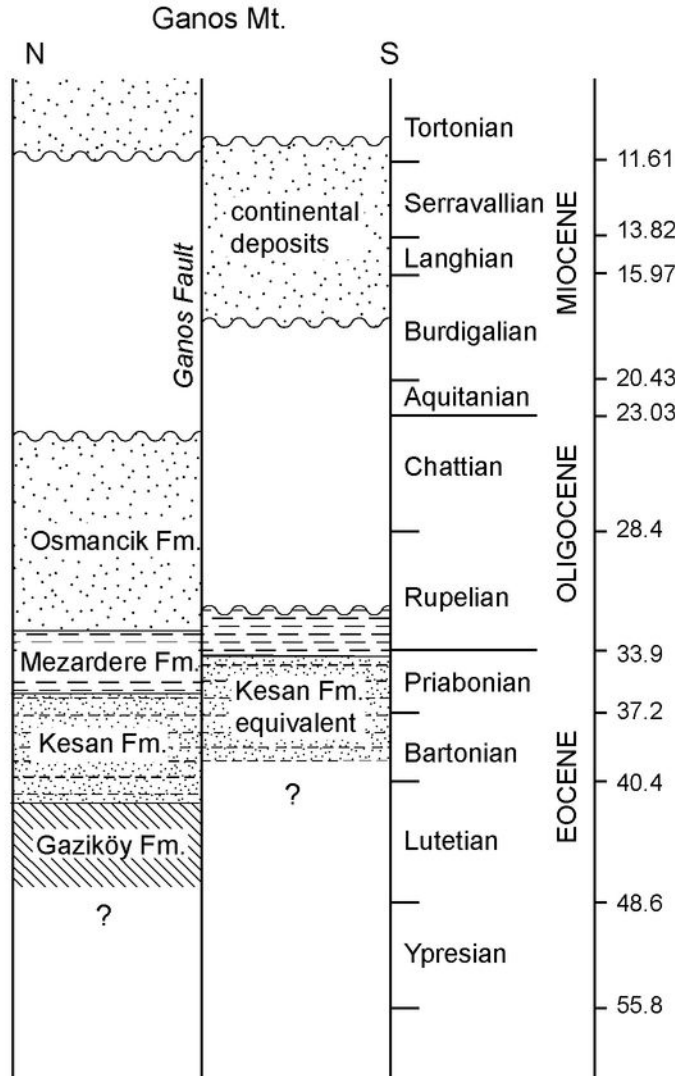
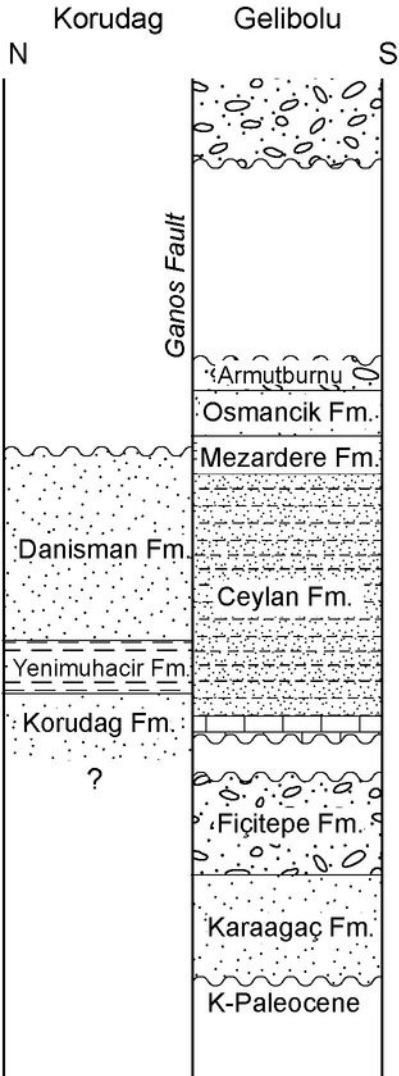
Fig. 1

WESTERN MARMARA



EASTERN MARMARA





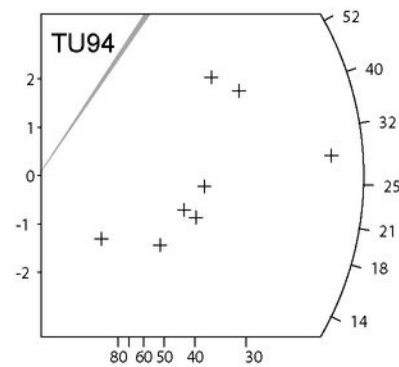
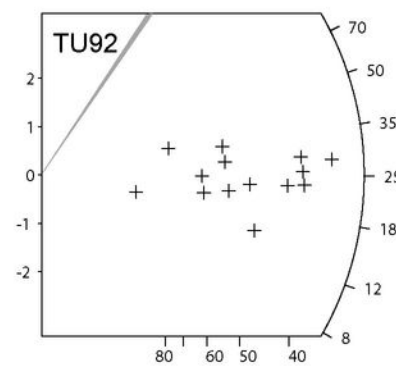
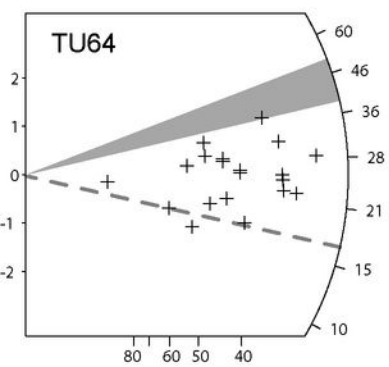
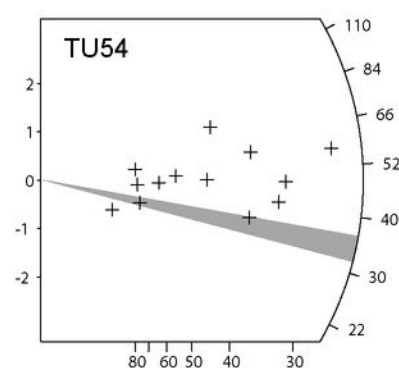
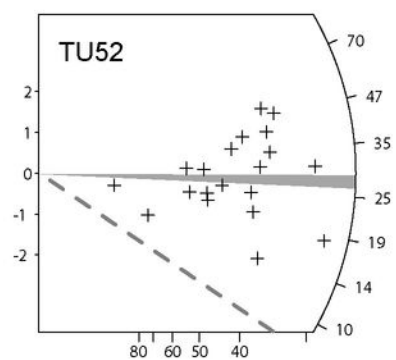
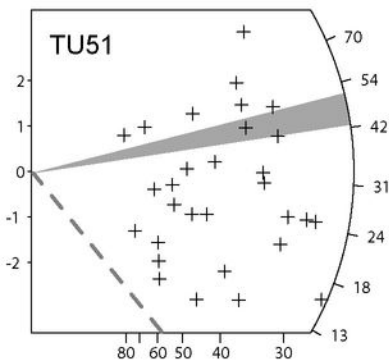
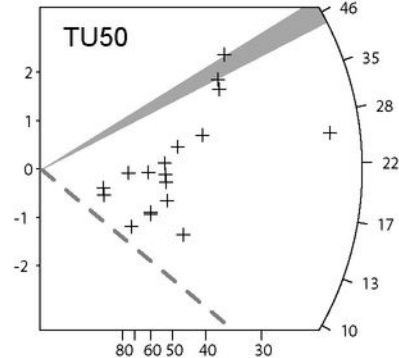
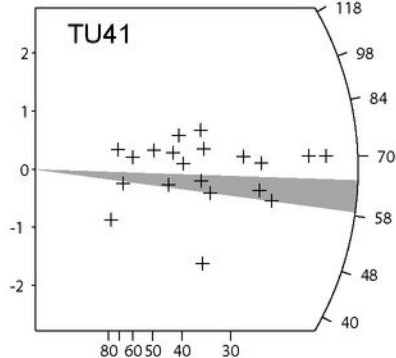
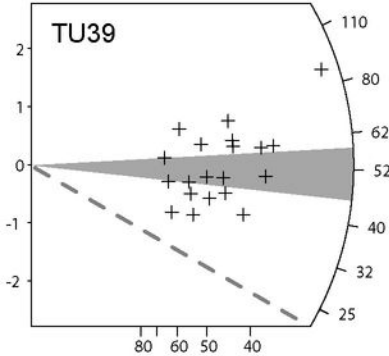


Table 1. AFT data

Sample number	Coordinates (UTM)	No. of crystals	Spontaneous		Induced		$P(\chi^2)$	Dosimeter		Age (Ma) $\pm 1\sigma$	Mean confined track length (μm) \pm std. err.	Std. dev.	No. of tracks measured
			ρ_s	N_s	ρ_i	N_i		ρ_d	N_d				
TU1*	35T0526836 4516172	20	0.76	44	1.09	634	99.0	1.28	6137	16.4 \pm 5.1	13.73 \pm 0.23	1.64	53
TU2*	35T0524972 4515051	20	1.06	91	1.57	1348	89.0	1.27	6061	15.9 \pm 3.4	13.50 \pm 0.30	1.91	40
TU3*	35T0523523 4511909	20	1.17	80	1.69	1159	92.9	1.27	6022	16.1 \pm 3.7	12.93 \pm 0.33	1.99	37
TU4*	35T0524381 4510956	20	1.45	90	2.53	1565	74.2	1.26	5984	13.3 \pm 2.9	14.32 \pm 0.34	1.47	19
TU5*	35T0528256 4511674	20	2.13	104	3.86	1885	42.5	1.25	5946	11.9 \pm 3.2	14.28 \pm 0.17	0.76	20
TU6*	35T0508245 4501346	20	2.10	286	1.93	2630	94.1	1.24	5908	24.7 \pm 3.1	12.60 \pm 0.18	1.49	65
TU7*	35T0533648 4519168	20	0.67	33	1.29	640	99.9	1.24	5869	11.7 \pm 4.2	14.33 \pm 0.29	1.25	19
TU9*	35T0538218 4522726	20	1.09	74	1.55	1054	18.8	1.22	5793	15.9 \pm 4.6	13.53 \pm 0.38	2.03	28
TU36	35T0666467 4481129	12	0.49	12	0.55	134	48.1	0.95	4504	14.9 \pm 5.0	-	-	-
TU38	35T0667110 4497786	15	3.51	193	1.16	636	20.2	0.94	4474	51.4 \pm 4.8	13.43 \pm 0.33	1.91	33
TU39	35T0711381 4503904	20	1.66	124	0.60	448	98.9	1.05	4982	53.0 \pm 5.5	15.46 \pm 0.11	1.07	100
TU41	35T0730648 4522849	20	5.83	255	1.51	661	99.9	0.94	4444	65.8 \pm 5.0	13.83 \pm 0.18	1.79	100
TU46	35T0274412 4495581	20	2.34	157	0.85	570	67.6	1.06	5021	53.3 \pm 4.9	13.28 \pm 0.24	1.71	52
TU47	35T0560460 4485269	20	2.46	199	1.44	1164	86.6	1.07	5059	33.4 \pm 2.6	14.15 \pm 0.15	1.04	49
TU48	35T0545966 4494013	20	0.51	67	0.46	597	91.6	0.94	4458	19.3 \pm 2.5	14.12 \pm 0.16	1.31	68
TU49	35T0549675 4495825	20	0.64	34	0.44	235	99.6	1.04	4924	27.5 \pm 5.1	14.52 \pm 0.19	1.16	38
TU50	35T0519072 4506276	20	2.22	103	1.69	783	37.7	0.93	4428	22.3 \pm 2.5	-	-	-
TU51	35T0493388 4496841	30	1.44	238	1.10	1823	0.0	1.05	4963	28.3 \pm 3.2	-	-	-
TU52	35T0456626 4470872	20	1.12	149	0.78	940	50.1	0.93	4414	27.2 \pm 2.6	14.17 \pm 0.16	0.96	36
TU54	35T0405489 4453934	14	2.91	93	1.20	385	99.6	1.10	5195	48.5 \pm 5.7	-	-	-
TU55	35T0400758 4450867	20	2.35	275	1.66	1939	78.4	1.05	5001	27.2 \pm 1.8	15.11 \pm 0.10	0.98	100
TU56	35T0527608 4474219	8	2.81	60	1.92	410	97.7	0.93	4398	24.8 \pm 3.4	-	-	-
TU64	35T0480731 4506555	20	1.74	139	1.37	1094	99.6	1.07	5079	24.9 \pm 2.3	13.26 \pm 0.33	2.08	40
TU92	35T0641940 4555239	14	2.71	72	1.95	517	99.9	1.05	4993	24.3 \pm 3.1	13.59 \pm 0.16	0.80	25
TU94	35T0662767 4556491	8	3.43	75	2.36	517	6.9	1.08	5122	25.6 \pm 4.1	12.62 \pm 0.30	1.46	23
TU96	35T0678005 4523039	26	1.04	137	0.71	937	84.8	1.07	508	25.4 \pm 2.6	-	-	-
TU100	35T0681234 4552295	21	1.79	151	0.79	664	85.3	1.06	5030	39.9 \pm 3.7	13.77 \pm 0.232	1.20	27

Central ages calculated using dosimeter glass CN5 and $\zeta\text{-CN5}=367.45\pm4.35$ (analyst MZ) for all the samples but TU92, TU94, TU96 and TU100 ($\zeta\text{-CN5}=332.54\pm5.55$; analyst IF). Samples marked by an asterisk are from Zattin et al. (2005). ρ_s : spontaneous track densities ($\times 10^5 \text{ cm}^{-2}$) measured in internal mineral surfaces; N_s : total number of spontaneous tracks; ρ_i and N_i : induced and dosimeter track densities ($\times 10^6 \text{ cm}^{-2}$) on external mica detectors ($g=0.5$); N_i and N_d : total numbers of tracks; $P(\chi^2)$: probability of obtaining χ^2 -value for ν degrees of freedom (where $\nu=\text{number of crystals}-1$); a probability $>5\%$ is indicative of an homogenous population. Samples with a probability $<5\%$ have been analyzed with the binomial peak-fitting method.

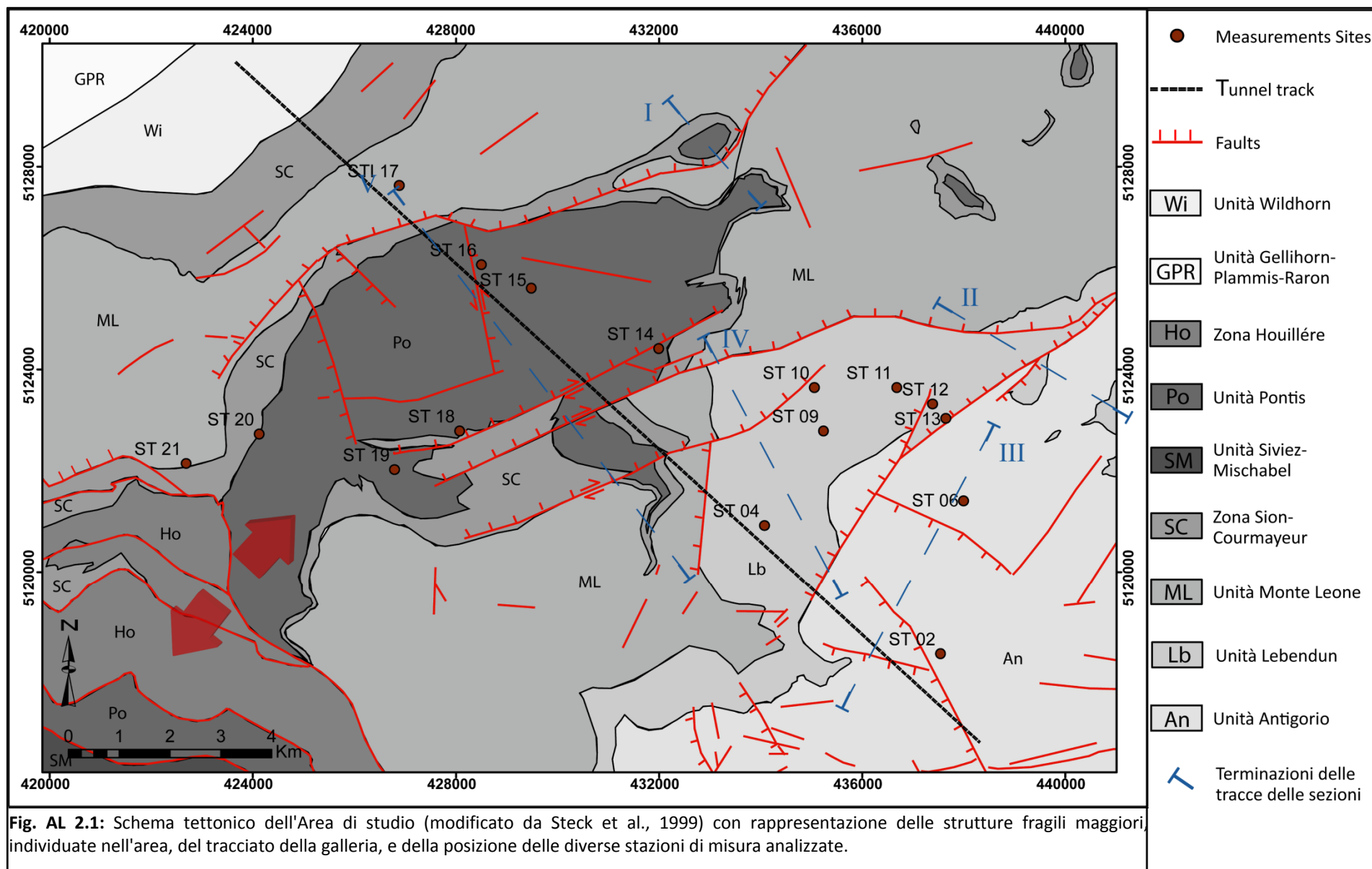
Table 2. (U-Th)/He data. Refer to table 1 for sample location.

Apatite (U-Th)/He analytical data

Sample	Replicates	F_T^a	Corrected Age ^b	1 σ ± (Ma)	MWAR (um) ^c	Mass (μg)	Mean Age ^d	1 σ ± (Ma)
TU2	1	0.650	9.22	0.20	41.0	1.41	9.43	0.14
	2	0.700	9.61	0.18	47.5	2.14		
TU4	1	0.610	8.81	0.19	35.0	0.78	8.81	0.19
TU5	1	0.710	5.71	0.14	49.3	2.73	5.71	0.14
TU29	1	0.728	10.39	0.80	50.9	8.35	9.99	0.42
	2	0.758	9.83	0.59	56.4	10.74		
TU36	1	0.643	38.88	1.13	38.8	3.53	38.88	1.13
TU39	1	0.614	23.03	1.09	35.0	2.80	23.03	1.09
TU47	1	0.653	28.70	0.69	38.1	6.01	27.75	0.39
	2	0.670	26.35	0.71	42.9	4.04		
	3	0.728	28.04	0.62	52.3	8.14		
TU48	1	0.657	21.22	0.50	38.1	4.26	21.22	0.50
TU50	1	0.551	4.27	0.12	29.5	1.79	4.67	0.08
	2	0.618	4.95	0.10	36.1	3.59		
TU51	1	0.692	2.45	0.05	47.8	6.92	2.52	0.04
	2	0.685	2.58	0.05	45.8	3.75		
TU52	1	0.585	7.66	0.15	33.9	3.10	8.38	0.10
	2	0.651	9.58	0.19	39.6	4.56		
	3	0.696	8.33	0.17	46.9	8.48		
TU55	1	0.620	12.40	0.26	26.0	4.73	11.92	0.15
	2	0.654	10.82	0.28	21.9	5.02		
	3	0.695	12.84	0.26	30.9	7.12		
TU64	1	0.594	17.86	0.37	26.7	2.25	17.86	0.37

AHe age determination are calculate using multigrain-multi-replicate aliquots; Propagated analytical uncertainties are 1 σ ; Durango apatite measured concurrently with these analyses yielded a weighted mean age of 31.6 ± 0.48 Ma (2 σ standard error, n = 9); ^a FT is the alpha-ejection correction of Farley (2000); ^b Alpha ejection corrected age; ^c Mass-weighted average radius; ^d mean ages represent weighted means with weighted errors (1 σ).

ALLEGATO 2 RESTITUZIONE CARTOGRAFICA:
SCHEMA TETTONICO E SEZIONI



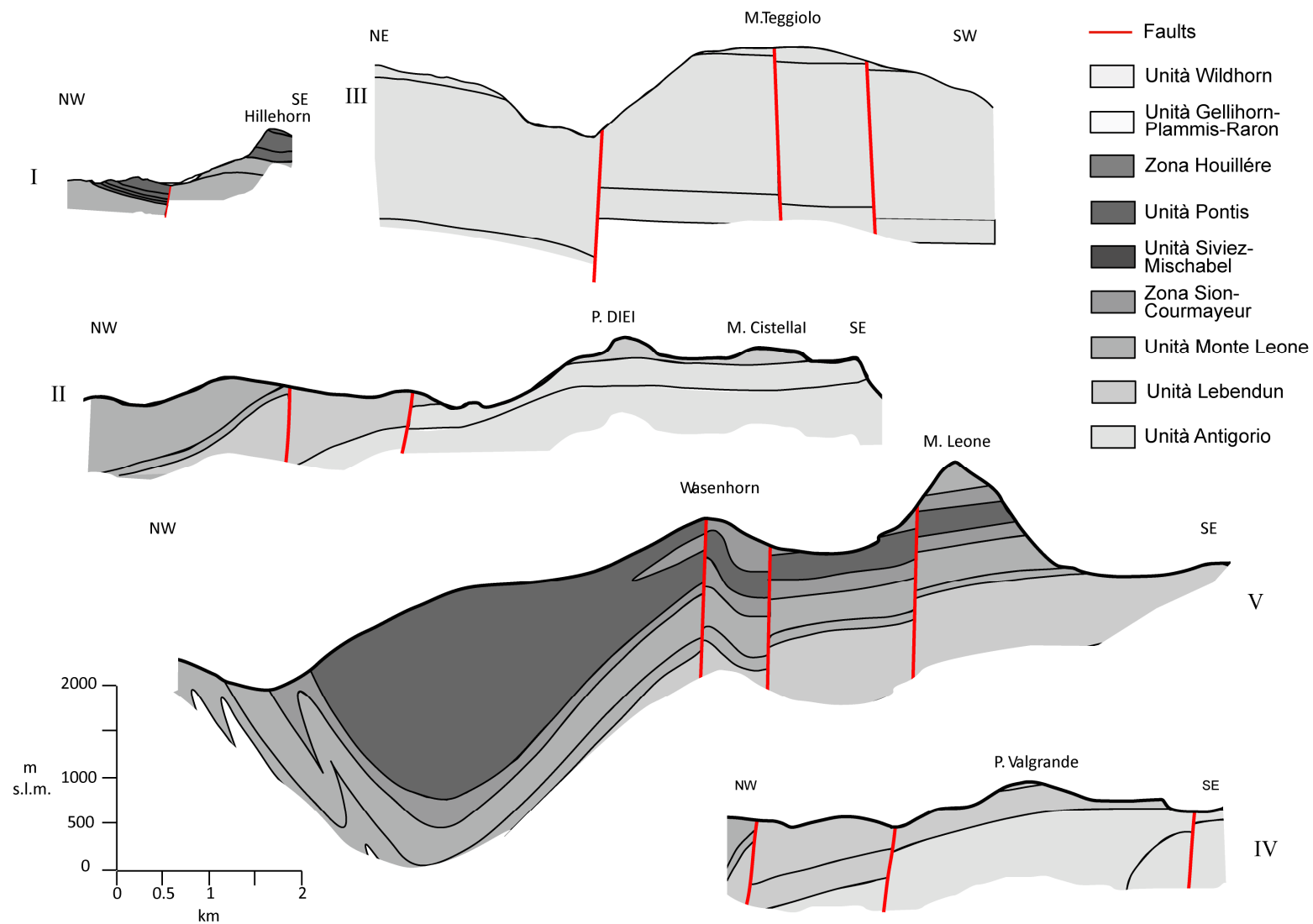


Fig. AL 2.2: Sezioni schematiche elaborate per l'individuazione dei rigetti su alcune delle strutture maggiori.